COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
Rapport divers 53

GUIDE D'EXCURSION POUR LA

RÉGION DE CHURCHILL (MANITOBA)

Canada

Énergie, Mines et
Ressources Canada

Energy, Mines and
Resources Canada

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
Rapport divers 53

GUIDE D'EXCURSION POUR LA

RÉGION DE CHURCHILL (MANITOBA)

Glaciations, changements du niveau de la mer, formes de relief dues au pergélisol et archéologie des régions de Churchill et de Gillam

Lynda A. Dredge

1992

93-00807/

©Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1992

En vente au Canada par l'entremise de nos
agents libraires agréés et autres librairies

ou par la poste au

Groupe Communication Canada - Édition
Ottawa, Canada K1A 0S9

et aussi aux:

Bureaux de la Commission géologique du Canada,

601, rue Booth,
Ottawa, K1A 0E8

3303-33rd Street, N.W.,
Calgary (Alberta) T2L 2A7

Un exemplaire en consignation de la présente publication est également disponible dans les bibliothèques publiques à travers le Canada.

N° de catalogue M41-8/53F
ISBN 0-660-93830-8

Prix sujet à changement sans avis préalable

Description de la photo couverture

La batterie au cap Merry

Lecture critique
S. Paradis

Adresse de l'auteur
Commission géologique du Canada
401, rue Lebreton
Ottawa, Ontario
K1A 0E3

Révision technique
Louis Vincent

Conception et mise en page
M.J. Kiel
Guylaine Léger

Cartographie
Section de la Cartographie, CGC, Ottawa

Also available in English

TABLE DES MATIÈRES

1 Résumé/Abstract

3 **BRÈVE DESCRIPTION DU PAYSAGE**

3 Évolution géologique du paysage dans le nord du Manitoba
3 Géologie précambrienne et formation du Bouclier canadien
5 Géologie paléozoïque : formation des roches sédimentaires de la plate-forme d'Hudson
7 Les âges glaciaires : glaciations quaternaires et périodes chaudes intermédiaires
12 L'après-glaciation : lacs glaciaires et mers post-glaciaires
14 Cours d'eau

15 Climat, végétation et pergélisol
15 Climat et changement climatique
15 Végétation
16 Pergélisol et glace dans le sol

19 **ITINÉRAIRES D'EXCURSION ET DESCRIPTION DES SITES**

19 Du cap Merry à la ville de Churchill
19 Arrêt n° 1 Cap Merry
20 Arrêt n° 2 Centre-ville et musée

20 Route littorale, de Churchill à l'aéroport
20 Arrêt n° 3 Jardins boréaux
22 Arrêt n° 4 Roches entre les jardins boréaux et le lac Isabelle
22 Arrêt n° 5 Étang à l'ouest du lac Isabelle
22 Arrêt n° 6 Glaçage au lac Isabelle
23 Arrêt n° 7 Roches moutonnées et krumholz

24 De l'aéroport au Centre d'études nordiques
24 Arrêt n° 8 Affleurement rocheux à l'aéroport
28 Arrêt n° 9 Station terrestre de SARSAT
29 Arrêt n° 10 Moraine terminale de Churchill
29 Arrêt n° 11 Zone de l'anse Bird
31 Arrêt n° 12 Formes littorales près du lac Carr

31 Du Centre d'études nordiques aux lacs Twin
31 Arrêt n° 13 Le Centre d'études nordiques et le champ de lancement de fusées
32 Arrêt n° 14 Polygones de fentes en coin
33 Arrêt n° 15 Lacs Twin
35 Arrêt n° 16 Colline Knights

35 Route de Farnworth : formes palsiques en terrain pergélisolé
38 Arrêt n° 17 Palse en émergence et en régression
39 Arrêt n° 18 Palse mature
39 Arrêt n° 19 Plateaux tourbeux
41 Arrêt n° 20 Plateaux tourbeux en régression
41 Arrêt n° 21 Forêt ivre
41 Arrêt n° 22 Buttes de gazon et de terre

41 De Churchill à Akudlik
41 Arrêt n° 23 Site d'observation de la pergélisolation

43 Rive ouest de l'estuaire de la rivière Churchill
44 Arrêt n° 24 Fort Prince-de-Galles
44 Arrêt n° 25 Sites historiques de la culture Caribou Esquimau
45 Arrêt n° 26 Site pré-Dorset
45 Arrêt n° 27 Site Dorset
45 Arrêt n° 28 Anse Sloop

46 Vers Gillam sur le chemin de fer de la baie d'Hudson
47 De Churchill à Lamprey
47 De Lamprey à Back
49 De Back à Gillam

50 Région de Gillam
52 Arrêt n° 29 Gare de Gillam
52 Arrêt n° 30 Poste d'aiguillage Radisson
52 Arrêt n° 31 Plage de la mer de Tyrrell
53 Arrêt n° 32 Embranchement ferroviaire
53 Arrêt n° 33 Passage à niveau
53 Arrêt n° 34 Palses
54 Arrêt n° 35 Barrage Long Spruce
54 Arrêt n° 36 Coupe de Long Spruce

55 Remerciements

56 Bibliographie

Figures

2 1. Nord du Manitoba : sites et zones de végétation
4 2. Géologie du socle et topographie
5 3. Échelle géochronologique
6 4. Géologie glaciaire
7 5. Étendue de l'inlandsis Laurentidien durant la dernière glaciation et principaux centres d'écoulement glaciaire
8 6. Affleurement de falaise sur le fleuve Nelson près de Sundance
9 7. Les âges glaciaires : directions changeantes de l'écoulement glaciaire
10 8. Parties du Manitoba et des provinces adjacentes recouvertes par le lac glaciaire Agassiz
10 9. Plages soulevées formées durant la régression de la mer post-glaciaire de Tyrrell et émergence de la croûte
11 10. Changements du niveau de la mer : 8000 ans d'émergence
13 11. La rivière Churchill près des rapides Bad Cache
14 12. Changements de la température dans le nord du Manitoba révélés par des modifications des configurations de végétation
14 13. Températures du sol en terrain pergélisolé à Churchill
18 14. Itinéraires d'excursion et emplacements des arrêts, région de Churchill
19 15. Rayures glaciaires sur la surface des roches au cap Merry
21 16. Ostiole active
21 17. Affleurement de protoquartzite
21 18. Couches paléozoïques de calcaire et de dolomie
23 19. Glaçage bloquant la route au sud du lac Isabelle
24 20. Roches moutonnées dans du quartzite
24 21. Forme en dos de baleine façonnée par les glaciers
25 22. Cannelure glaciaire dont le côté droit a été soulevé par l'action du gel
25 23. Massif rocheux soulevé et fracturé par le gel
26 24. Toundra dénudée vue de la station SARSAT
27 25. Vue aérienne de l'anse Bird
28 26. Restes de la moraine de Churchill soumis à l'action des vagues
29 27. Cercles de pierres
30 28. Petites buttes palsiques en terrain humide
30 29. Protoquartzite au Centre d'études nordiques
30 30. Fentes en coin et polygones de tourbe
32 31. Formation d'une fente en coin
34 32. Toundra et glaçage vus du kame des lacs Twin

34	33.	Colline Knights : des amas de blocs précambriens érodés par l'eau forment les restes d'un esker
34	34.	Types de tourbe et pergélisol dans les palses et les plateaux tourbeux
36	35.	Palse émergente
36	36.	Petite palse mature revégétalisée
37	37.	Plateau tourbeux boisé
37	38.	Vue aérienne de plateaux tourbeux boisés en régression dans une tourbière basse
39	39.	Forêt ivre
39	40.	Petites buttes de tourbe ou de terre près du lac Farnworth
40	41.	Sites archéologiques, rive ouest de l'estuaire de la rivière Churchill
42	42.	Fort Prince-de-Galles
42	43.	Anneaux d'amarrage à l'anse Sloop
47	44.	Pylône pour le transport de l'électricité
48	45.	Marécages à épinettes et mélèzes laricins près de Churchill
48	46.	Vue aérienne de polygones de fentes en coin et d'étangs thermokarstiques
48	47.	Vue au sol de dépressions de fentes en coin
50	48.	Vue aérienne de tourbières boisées intercalées de tourbières basses
50	49.	Forêt humide près de Gillam
51	50.	Itinéraire d'excursion et arrêts dans la région de Gillam
51	51.	Rail suspendu le long de la voie ferroviaire abandonnée
52	52.	Gondolement de la voie ferrée causée par la fonte de la glace dans le sol
53	53.	Palse mature boisée près du barrage
54	54.	Coupe de Long Spruce

GUIDE D'EXCURSION POUR LA RÉGION DE CHURCHILL AU MANITOBA

GLACIATIONS, CHANGEMENTS DU NIVEAU DE LA MER, FORMES DE RELIEF DUES AU PERGÉLISOL ET ARCHÉOLOGIE DES RÉGIONS DE CHURCHILL ET DE GILLAM

Résumé

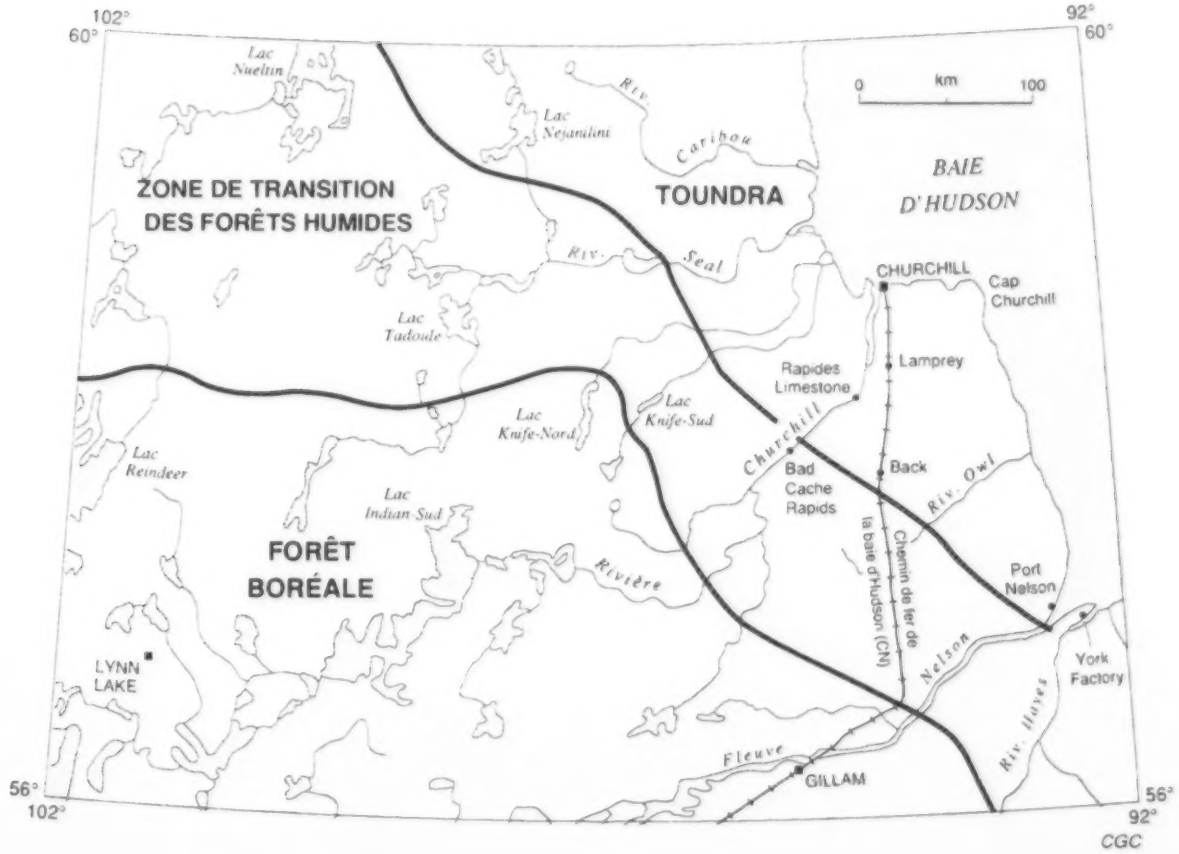
Ce guide présente l'évolution géologique, l'histoire glaciaire, les changements du niveau de la mer, la géomorphologie périglaciaire et l'archéologie de la région de Churchill en mettant l'accent sur certains problèmes géotechniques liés à la présence de pergélisol. La première partie du guide donne une description sommaire de l'environnement naturel, expliquant l'évolution, passée et actuelle, du relief. La deuxième partie donne une description des éléments caractéristiques de chacun des sites situés le long de plusieurs itinéraires traversant une zone de toundra et des tourbières (à Churchill), les basses terres de la baie d'Hudson le long de la voie ferrée du Hudson Bay Railway et la forêt boréale (à Gillam). L'histoire culturelle de cette région est décrite au site archéologique situé sur la rive ouest de l'estuaire de la rivière Churchill.

Abstract

This guidebook presents the geological evolution, glacial history, sea level record, periglacial geomorphology and archeology of the Churchill region, and emphasizes some of the problems encountered with permafrost engineering. The first part of the guide presents a summary of the natural environment, explains how the land evolved, and how it is changing now. The second part gives site by site descriptions of specific features along several excursion routes in tundra and peatland environments at Churchill, across the Hudson Bay Lowlands along the Hudson Bay Railway, and into the boreal forest at Gillam. The cultural history of the area is described at the archeological sites on the west side of the Churchill estuary.

Churchill est située sur la rive ouest de la baie d'Hudson à la latitude 59°N (fig. 1). Cet endroit est particulièrement bien choisi pour l'analyse du relief septentrional au Canada étant donné que la plupart des formes dues au pergélisol et aux conditions subarctiques y sont non seulement présentes mais elles sont également faciles d'accès par le réseau ferroviaire existant. La première partie du guide donne un résumé de la géographie et de la géologie du nord du Manitoba. La seconde partie donne une description de certains éléments observés le long de plusieurs itinéraires d'excursion autour de Churchill. De Churchill, on se dirige vers le sud par voie ferrée en traversant des zones de toundra dénudée et la forêt boréale jusqu'à Gillam. Les principaux éléments situés entre la ville et le barrage Long Spruce sont décrits dans le guide. Les traces les plus fines laissées par les âges glaciaires dans les basses terres de la baie d'Hudson sont contenues dans les falaises longeant le fleuve Nelson en aval du barrage. Un résumé de ces données est présenté dans le guide mais la plupart des affleurements élevés dans les falaises ne sont pas décrits en détail étant donné qu'ils sont abrupts et dangereux.

Figure 1. Nord du Manitoba : sites et zones de végétation.

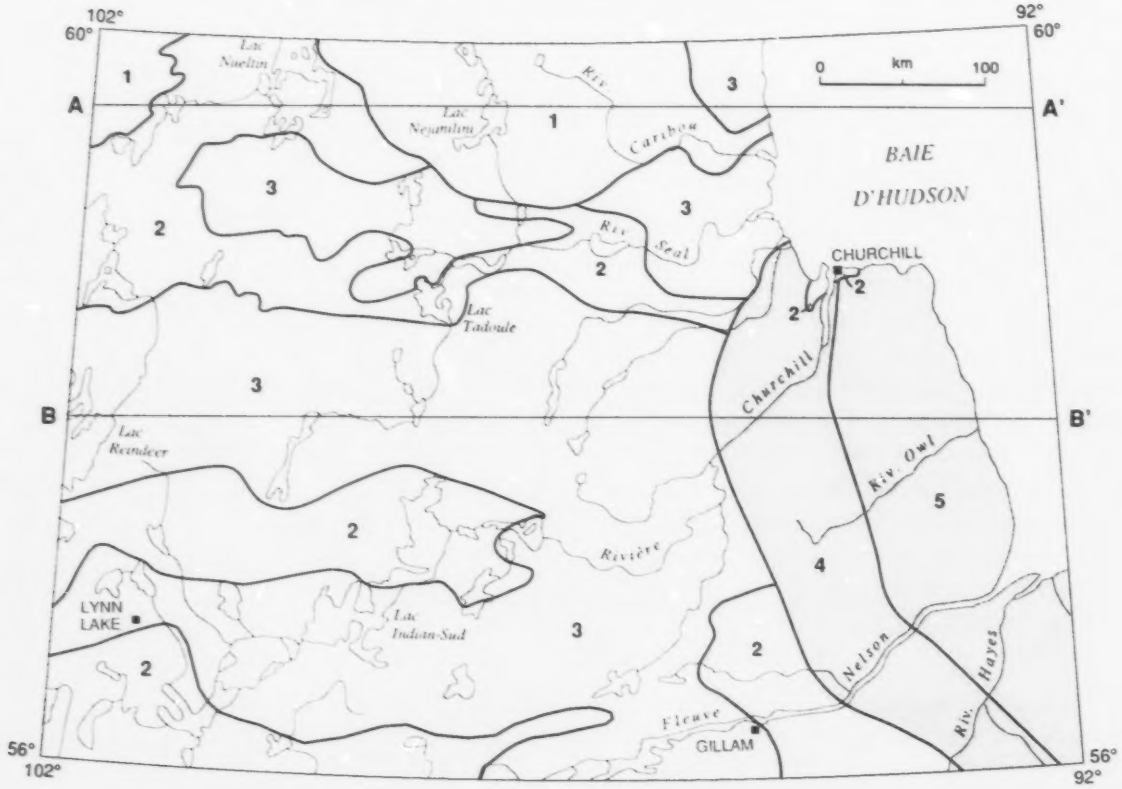


BRÈVE DESCRIPTION DU PAYSAGE

Le nord du Manitoba est en grande partie une plaine à pente douce qui augmente graduellement vers l'intérieur des terres à partir de la côte, au taux d'environ 1,5 m/km; cependant, le relief est plus valonneux dans le nord-ouest, près de la frontière de la Saskatchewan (fig. 2A,B). La monotonie des zones de toundra dénudée dans le nord, des tourbières dans l'est et des plaines recouvertes de forêt boréale dans le sud-ouest est rompue par la présence de roches moutonnées, de petites crêtes et collines glaciaires et d'estrans résiduels graveleux formés par des lacs et des mers post-glaciaires. Les formes dues au pergélisol (palses, fentes en coin et buttes et dépressions causées par la croissance ou la fusion de la glace dans le sol) constituent la grande partie du micro-relief de la région. Certaines rivières de la région, comme la rivière Caribou, ont un chenal peu profond et mal défini. D'autres, comme la rivière Seal et le cours inférieur de la rivière Churchill, s'écoulent dans de larges vallées. À certains endroits, notamment aux rapides Bad Cache, la rivière Churchill a creusé une gorge profonde dans le socle et les dépôts glaciaires. Le paysage est le reflet de l'histoire géologique ancienne et récente qui a été marquée par de nombreux cycles de formation, de soulèvement et d'inclinaison de roches ainsi que de leur érosion.

Dans le nord du Manitoba, le Bouclier canadien est composé de plusieurs anciennes portions de la croûte primitive de la Terre, flanquées de zones de roches plus récentes déformées de façon complexe. Les restes les plus anciens de la croûte continentale sont les massifs granitoïdes archéens situés près du lac Nejanilini (fig. 2A, unité 1; Schledewitz, 1986). Ils se sont formés pendant le début de la formation de la croûte, il y a plus de 2,5 milliards d'années (fig. 3). Les roches d'âge protérozoïque, plus récentes, occupent le reste de la région et constituent les racines d'une vaste zone montagneuse. Durant divers cycles d'orogénèse, l'ancienne croûte s'est plissée et fracturée, une nouvelle croûte s'est formée par volcanisme et intrusion de magma et des sédiments se sont déposés. Ce sont ces divers événements qui ont produit la zone de plissement Wollaston dans la partie vallonnée du nord-ouest de la province, la zone volcanique de Seal River (fig. 2A, unité 2) et les granites du batholite de Chipewyan (unité 3). Parmi les unités les plus récentes, on trouve les quartzites reposant près de Churchill. Ils constituent maintenant des sédiments modifiés et déformés provenant des zones montagneuses protérozoïques dont les racines forment le relief actuel. Une grande partie du relief adouci situé à l'ouest de la rivière Churchill date du Précambrien supérieur. Cette ancienne surface peut être retracée sous les roches récentes et dans la coupe située au-dessous des roches paléozoïques, au nord du lac Isabelle. À Churchill, les quartzites qui étaient plus résistantes que les roches environnantes, ont été moins érodées de sorte qu'ils forment aujourd'hui des crêtes le long du littoral.

Figure 2A. Géologie de la roche en place. Les marqueurs horizontaux montrent l'emplacement des transects. **2B.** Transects topographiques traversant le nord du Manitoba.

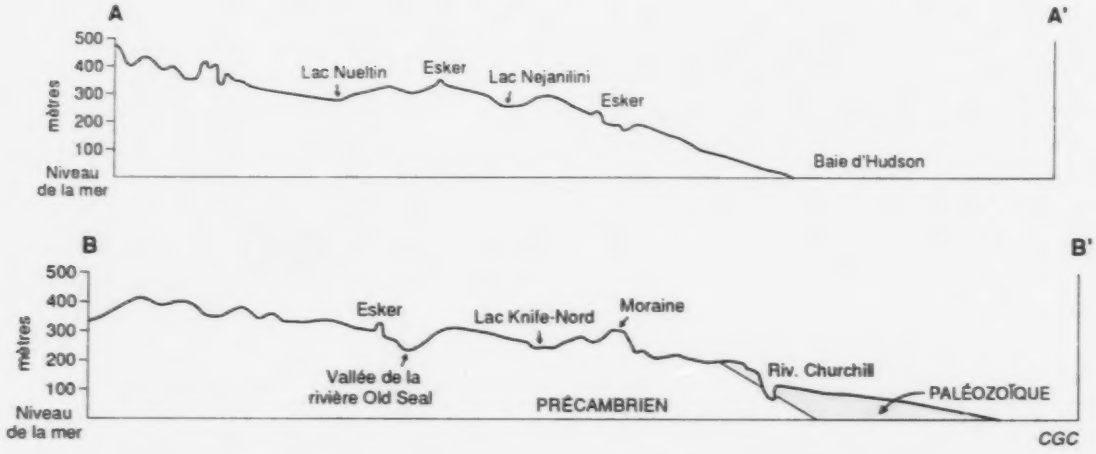


ROCHES PALÉOZOÏQUES

5	*Calcaire et dolomie siluriens*
4	*Calcaire et dolomie ordoviciens*

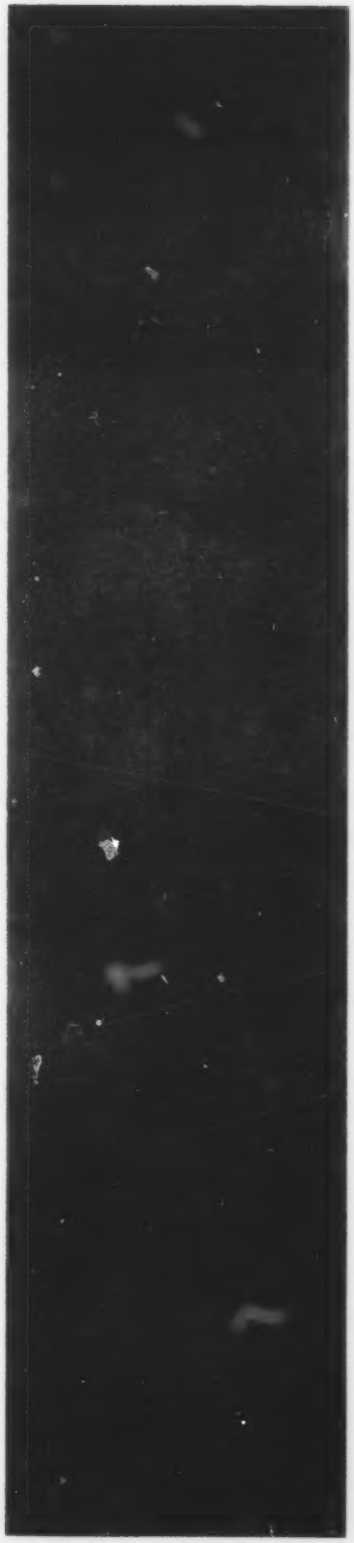
ROCHES PRÉCAMBRIENNES

3	*Granite*
2	*Gneiss sédimentaire, roches granitoïdes et volcaniques*
1	*Roches granitoïdes*



Les roches d'âge paléozoïque se sont d'abord déposées sous forme de sédiments dans le fond de mers qui ont transgressé et régressé sur de vastes zones du Bouclier canadien (Nelson et Johnson, 1966; Norris et Sanford, 1968). Les roches sédimentaires dans le nord du Manitoba se sont déposées dans un bassin centré à l'est du littoral; c'est la raison pour laquelle les couches sédimentaires sont légèrement inclinées vers l'est. Durant les transgressions, les zones terrestres ont été graduellement recouvertes d'eau de plus en plus profonde; durant les régressions, les bassins d'eau profonde se sont progressivement transformés en milieux d'eau peu profonde pour devenir des zones terrestres. La séquence des sédiments relate ces événements. Les unités basales contenues dans un cycle transgressif sont composées de grès et de conglomérat; ces roches se sont formées lorsque les cours d'eau ont déversé, dans les deltas longeant le littoral, le sable et le gravier qu'ils avaient transportés. Des sédiments silteux et argileux à grain fin et les restes calcaires d'organismes marins se sont accumulés dans les milieux marins ouverts à eau profonde; ils constituent maintenant les calcaires dont sont formées la plupart des couches sédimentaires qui reposent sur les grès. Les carbonates de calcium-magnésium se sont formés durant les régressions dans des zones lagunaires peu profondes contenant de l'eau très saline; ces sédiments composent la dolomie que l'on observe aujourd'hui dans le sommet des séquences.

Dans la région de Churchill, quatre groupes principaux de roches témoignent de quatre cycles marins importants. Les deux premiers, le groupe de Bad Cache Rapids et le groupe de Churchill River, se trouvent à l'ouest de l'aéroport, sont d'âge ordovicien (fig.2,3) et se sont déposés entre 440 et 500 millions d'années. Les groupes situés entre l'aéroport et le Cap Churchill qui font partie des formations de Severn River et d'Edkwan River, sont d'âge silurien et se sont déposés entre 440 et 395 millions d'années. Les principaux fossiles contenus dans les roches sédimentaires sont des coraux, des brachiopodes, des céphalopodes, des gastropodes et des trilobites. Des roches postérieures au Silurien se sont probablement déposées dans le nord du Manitoba, mais elles n'ont pas laissé de traces.



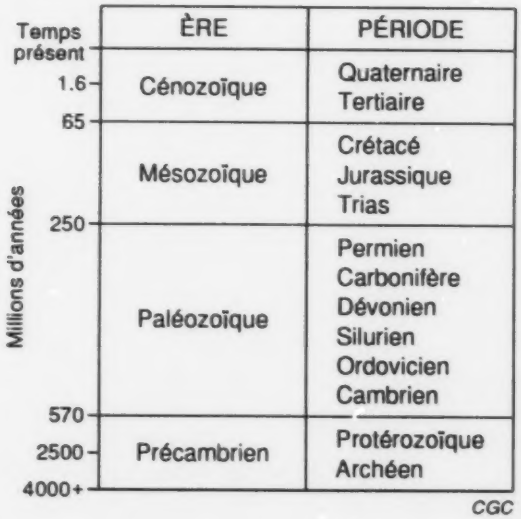
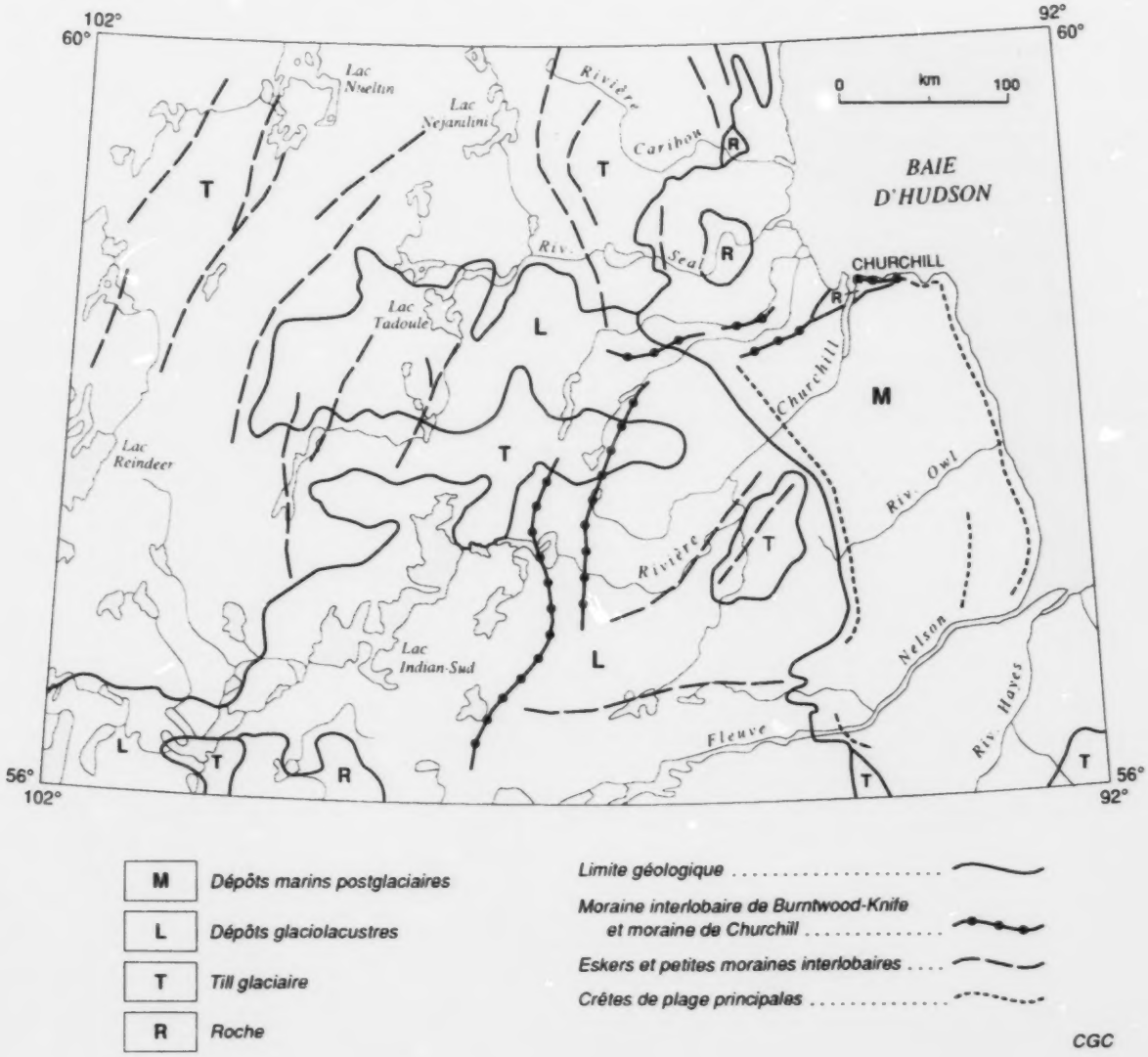


Figure 3.
Échelle géochronologique, avec les âges indiqués en millions d'années.

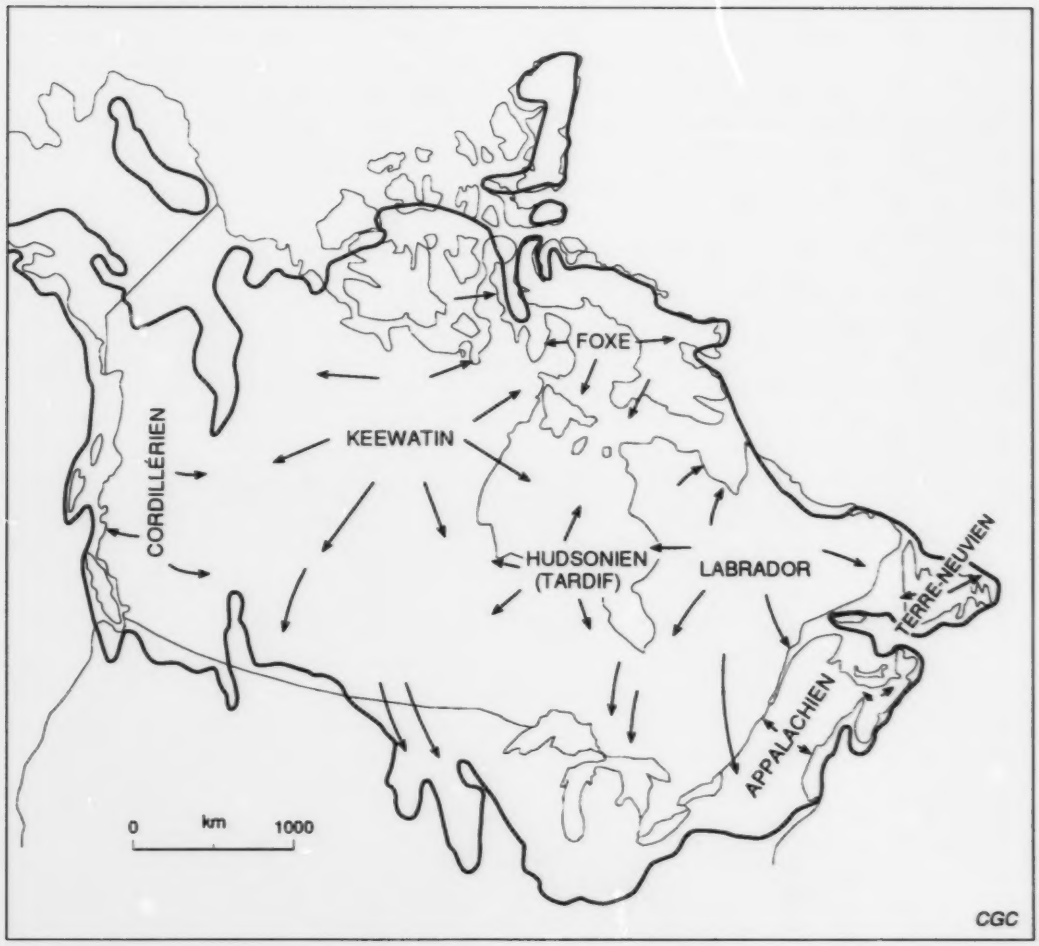
Les roches paléozoïques ont déjà été plus étendues qu'elles ne le sont actuellement comme en témoignent les restes de calcaire disséminés dans la grande partie du Bouclier canadien. Toutes les roches plus récentes et une grande partie de la couverture paléozoïque ont été complètement érodées, exhumant d'anciennes surfaces d'érosion précambriennes à l'ouest du contact paléozoïque-précambrien montré à la figure 2. Des parties des vallées du fleuve Nelson et de la rivière Churchill se sont formées durant ces intervalles d'érosion.

Figure 4. Géologie glaciaire.



Les principaux événements géologiques récents ayant laissé des traces dans la région de Churchill datent d'époques glaciaires et de périodes plus chaudes sans glace appelées interglaciaires. Les âges glaciaires ont débuté il y a environ 2 millions d'années et le dernier inlandsis, l'inlandsis Laurentidien, a disparu de la région de Churchill il y a environ 8000 ans. Les glaciers ont décapé et érodé le sol et la roche en place et, par endroits, sculpté profondément la roche en place. En se déplaçant, ils ont transporté les débris érodés sur des distances considérables et les ont déposés lors de la fonte de la glace basale et frontale. Les dépôts glaciaires et post-glaciaires recouvrent maintenant presque toute la région (fig. 4). Les dépôts glaciaires sont relativement minces (de 5 à 20 m) à Churchill, mais leur épaisseur augmente vers le sud (de 10 à 30 m). Les dépôts les plus épais se trouvent dans la vallée du fleuve Nelson (75 m).

Figure 5. Étendue de l'inlandsis Laurentidien durant la dernière glaciation et principaux centres d'écoulement glaciaire.

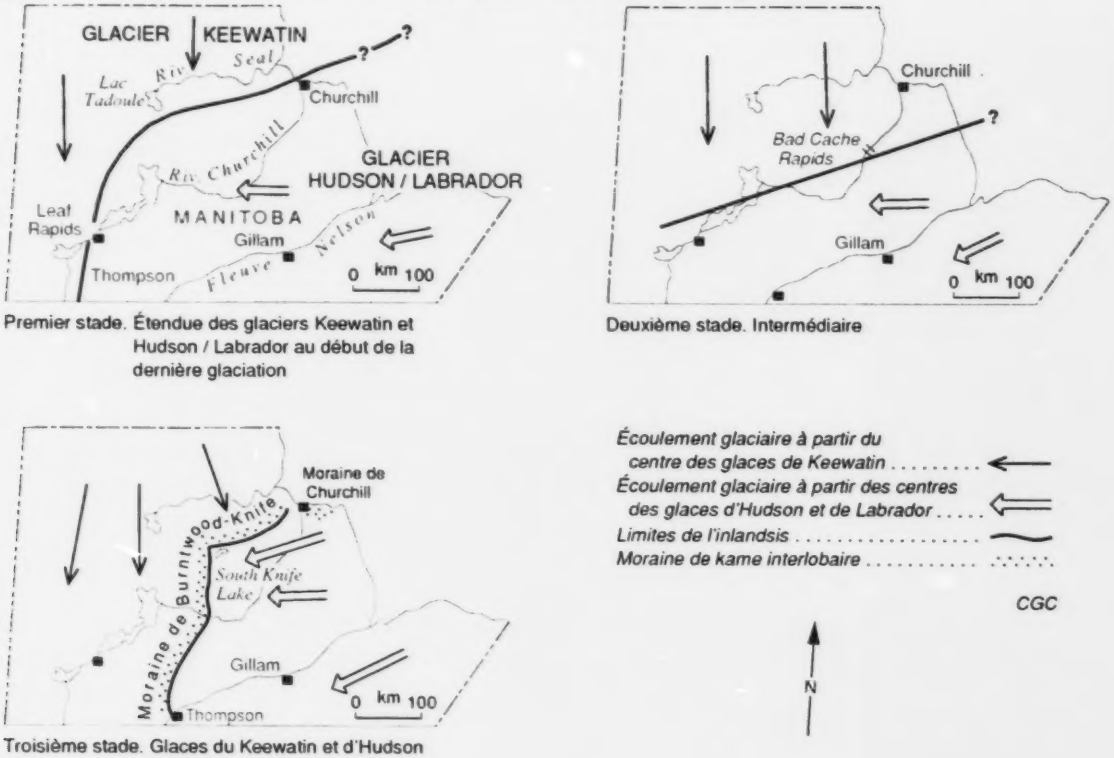


La calotte glaciaire qui a recouvert presque tout le Canada comportait plusieurs centres d'écoulement ou d'accumulation : le Keewatin occidental, le centre du Québec, les Maritimes, les Rocheuses et, à certaines époques, le nord de l'Ontario et le bassin de la baie d'Hudson (fig. 5). Durant les âges glaciaires, le nord du Manitoba se trouvait près de la zone de convergence de langues glaciaires s'écoulant vers le sud à partir du centre glaciaire Keewatin et de langues glaciaires s'écoulant vers l'ouest à partir du Québec et du bassin de la baie d'Hudson. Par conséquent, à différentes époques, la glace recouvrant la région de Churchill s'écoulait dans une direction différente de celle recouvrant Gillam; c'est la raison pour laquelle l'histoire glaciaire de Churchill diffère quelque peu de celle de Gillam. On peut reconstituer l'histoire de ces âges glaciaires à partir des différentes couches de sédiments glaciaires étant donné que les différents glaciers ont traversé différents types de roches. L'écoulement glaciaire vers le sud à partir du centre glaciaire Keewatin indique que le glacier en question a traversé et érodé le Bouclier canadien et produit des débris glaciaires granitiques sableux (appelés till) tandis que l'écoulement vers l'ouest hors du Québec et de la baie d'Hudson, s'est traduit par un transport de roches calcaires d'où un till calcareux silteux. La nature des périodes non glaciaires entre les glaciations a pu être établie par l'interprétation des sédiments, du pollen, des restes végétaux (notamment tourbe et bois), des insectes, des débris d'os et des coquillages reposant entre les couches de débris glaciaires. Un profil détaillé des trois dernières glaciations et des périodes interglaciaires à climat plus chaud a été magnifiquement conservé dans les sédiments formant les falaises longeant le fleuve Nelson à l'est de Gillam et le long de certaines parties des rivières Churchill et Knife-Nord. À Churchill, l'écoulement glaciaire est surtout attesté par des marques d'érosion sur la roche en place.

La première glaciation ayant laissé des traces est un écoulement important à partir du centre glaciaire Keewatin (fig. 6, unité c); ce glacier a recouvert toute la région. Il y a eu par la suite une période non glaciaire froide durant laquelle le glacier a fondu. Plus tard, la région a été d'abord recouverte par un grand lac ou une mer qui a laissé d'épais dépôts argileux. À mesure que la croûte se soulevait (par réduction

Figure 6.
Affleurement de falaise sur le fleuve Nelson près de Sundance : **A**) roche en place précambrienne aux rapides; **B**) calcaire paléozoïque; **C**) et **E**) till glaciaire; **D**) horizon de sol fossile; **F**) sédiments marins postglaciaire de la mer de Tyrrell. (Photographie de E. Nielsen, ministère des Mines du Manitoba)

Figure 7. Les âges glaciaires : directions changeantes de l'écoulement glaciaire.



du poids de la glace) et que la nappe d'eau reculait, toute la région fut colonisée par une végétation de toundra. Cet intervalle dura suffisamment longtemps pour qu'un sol se forme en profondeur, les restes duquel sont présents dans les falaises à Sundance (fleuve Nelson) (fig. 6, unité d). Au cours de la dernière glaciation, la région a été recouverte par des calottes glaciaires qui s'écoulaient à la fois vers le sud et l'ouest. La calotte glaciaire s'écoulant vers l'ouest à partir du Québec a atteint le lac Lynn et, probablement vers le nord, la rivière Seal (unité E). Le reste de la région a été recouvert par une calotte glaciaire dont l'écoulement a été influencé par le centre glaciaire Keewatin. La période interglaciaire chaude qui a suivi, entre environ 125 000 ans et 75 000 ans, a été caractérisée par de nombreuses formes que l'on retrouve dans le paysage actuel (Dredge et al., 1990). À mesure que fondaient les calottes, la surface de la région était envahie par une mer froide. À mesure que la croûte remontait, une végétation répartie de façon semblable à celle d'aujourd'hui s'est implantée; la bordure nord de la forêt d'épinettes boréale traversait la région de Gillam tandis que dans les sites près de Churchill et de Port Nelson la végétation était constituée de mousse de toundra, de graminées, d'arbustes-cypéracées et de bouleaux. Les tourbières étaient nombreuses, des rivières s'écoulaient dans les vallées du fleuve Nelson et de la rivière Knife même si leur parcours différait légèrement de celui d'aujourd'hui et les rives du fleuve Nelson étaient probablement plus basses. La faune était composée de mammouths, de castors, de petits mammifères, de coléoptères et de charançons; les étangs d'eau douce étaient le domicile des escargots et des ostracodes et la mer, celui des mollusques et des foraminifères. La baie d'Hudson était un milieu marin ouvert, froid la plupart du

Figure 8. Parties du Manitoba et des provinces adjacentes recouvertes par le lac glaciaire Agassiz.

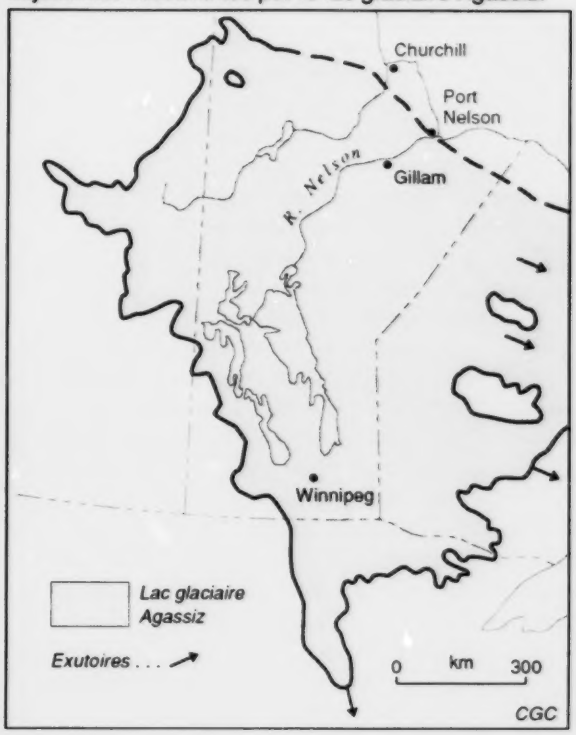


Figure 9. Plages soulevées formées durant la régression de la mer postglaciaire de Tyrrell et émergence de la croûte. Photographie prise près de l'embouchure de la rivière Whale, orientée au nord. (GSC 204860-B)

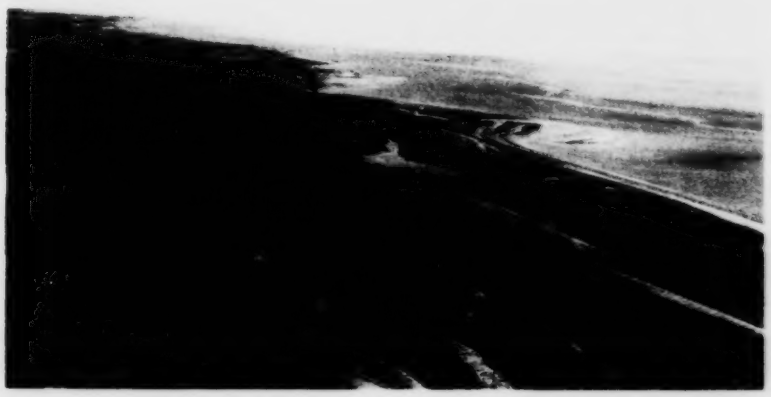
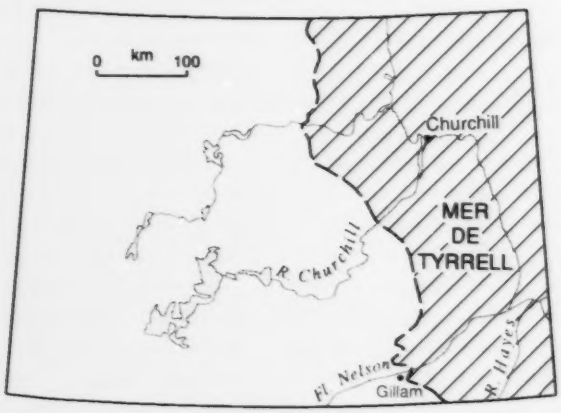
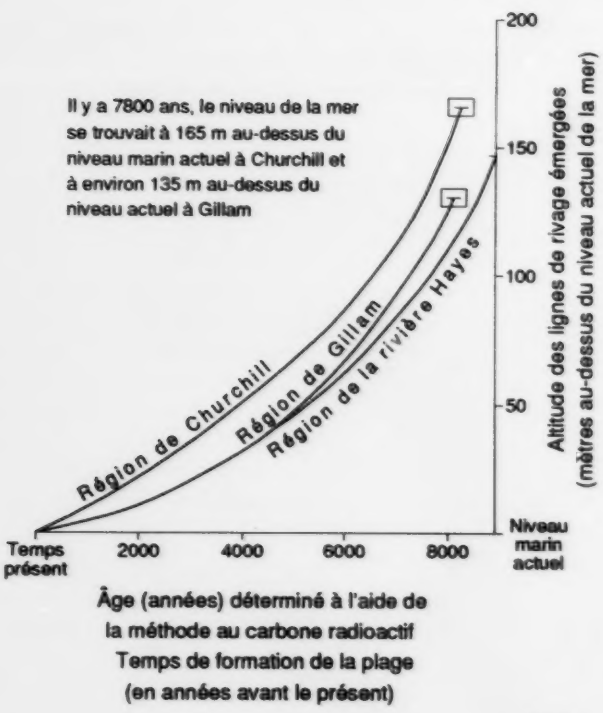


Figure 10. Changements du niveau de la mer : 8000 ans d'émergence. La partie ombrée correspond à la zone inondée par la mer de Tyrrell.





CGC

temps, mais la présence d'une espèce de foraminifères indique que pendant une partie de l'interglaciation, la température de l'eau a pu être aussi chaude que celle des Carolines d'aujourd'hui. Au début de l'interglaciation, le niveau de la mer était de 160 m plus élevé que le niveau actuel, mais il a graduellement baissé pour atteindre un niveau plus bas que celui d'aujourd'hui. Des parties de la baie d'Hudson se sont asséchées. La période interglaciaire a commencé par une période plus fraîche suivie d'une période plus chaude qu'actuellement, pour passer à une autre où les conditions étaient semblables à celles d'aujourd'hui avant de revenir à une longue période froide aboutissant à la glaciation suivante.

La dernière grande glaciation dans cette région a débuté par un important écoulement glaciaire vers l'ouest traversant les basses terres de la baie d'Hudson et transportant des débris de calcaire fossilifère sur une grande distance jusqu'au lac Tadoule (fig. 7, premier stade). La région de Gillam a été recouverte par cette glace s'écoulant vers l'ouest durant toute la dernière glaciation. Dans le nord, cependant, lorsque le centre glaciaire Keewatin s'est amplifié, la glace s'écoulant vers le sud a envahi la partie nord du glacier se déplaçant vers l'ouest. La glace s'écoulant vers le sud a atteint les rapides Bad Cache, à environ 70 km au sud de Churchill (fig. 7, deuxième stade). La formation d'un centre glaciaire tardif dans la région de la baie d'Hudson a réactivé l'écoulement vers l'ouest et fait reculer le glacier Keewatin presque jusqu'à Churchill. La position de la confluence entre les parties keewatinienne et hudsonnienne de la calotte est marquée par une grande crête de gravier sableux et de débris glaciaires appelée moraine de Burntwood-Knife, qui s'allonge vers le nord depuis Thompson jusqu'au lac Knife-Sud pour tourner ensuite vers l'est en segments en direction de Churchill (fig. 4 et fig. 7, troisième stade). Cette crête s'est formée progressivement à mesure que le front glaciaire reculait. La partie méridionale de la crête est d'environ 1000 ans plus ancienne que la partie septentrionale. La position finale de la convergence entre les deux masses glaciaires est marquée par un cordon de blocs formant la moraine de Churchill.

Comme le drainage des eaux vers la baie d'Hudson était encore bloqué par la calotte glaciaire dans ce bassin et que la croûte terrestre s'était enfoncée sous le poids des glaces, un lac glaciaire s'est formé près de la glace en fusion. Ce lac gigantesque, appelé lac glaciaire Agassiz, a recouvert une grande partie du milieu du continent (fig. 8). Il s'étendait sur la région de Gillam jusqu'à Port Nelson. Au nord, il atteignait la rivière Knife-Nord mais probablement pas Churchill (Dredge et Nixon, 1990). Des moraines de fond, des sédiments deltaïques et des argiles stratifiées (varves) se sont déposés au fond du lac : ces sédiments ont recouvert les dépôts glaciaires, rempli les dépressions et nivelé de vastes zones. Les icebergs produits par le vêlage du front glaciaire dans l'eau ont dérivé à travers le lac, décapant le fond lacustre avec leur quille. Ces sillons linéaires transversaux sont visibles du haut des airs près de Winnipeg et entre Gillam et Churchill. La forme du lac glaciaire Agassiz a été constamment modifiée par l'ouverture et la fermeture des exutoires pendant le recul de la marge glaciaire. Le lac a cessé soudainement d'exister vers 7800 à 8000 ans lorsque la masse de glace obstruant son drainage vers la baie d'Hudson a fondu.

La mer de Tyrrell est le nom donné à l'étendue d'eau marine qui a inondé les basses terres de la baie d'Hudson après la déglaciation alors que la croûte était encore déprimée par le poids des glaces. La mer a atteint son niveau le plus profond immédiatement après la déglaciation et elle s'étendait jusqu'à environ 100 km du

rivage actuel vers l'intérieur des terres (fig. 4). Lorsque la charge glaciaire a diminué et que la croûte s'est soulevée, la mer a régressé jusqu'au niveau actuel de la baie d'Hudson. La plage la plus haute formée sur les bords de cette mer s'étend aujourd'hui à environ 122 m au-dessus du niveau de la mer près de Gillam et à environ 165 m au nord-ouest de Churchill. Ces deux plages se sont formées à la même époque, il y a environ 8000 ans : les différences de hauteur sont causées par différents styles de soulèvement et de gauchissement de la croûte, les charges glaciaires étant distinctes selon la région.

En régressant vers le rivage actuel, la mer a abandonné des sédiments marins d'eau profonde boueux recouverts d'une série de crêtes de plage graveleuses et sableuses résiduelles marquant les anciennes lignes de rivage (fig. 9). On a daté au radiocarbone des coquillages marins fossiles contenus dans ces sédiments pour déterminer la vitesse de soulèvement de la croûte et de l'émergence des terres. La figure 10 montre les changements du niveau de la mer. Elle indique que la mer a inondé la région entre 7700 et 8000 ans et que son niveau était de 100 m plus élevé que le niveau actuel (en réalité la croûte était de 100 m plus basse) et que la croûte était plus enfoncée dans la région de Churchill que dans la vallée du fleuve Nelson. Les terres ont émergé (débarrassées de leur charge glaciaire) rapidement après la fonte des glaces mais le taux d'émergence a ralenti par la suite. La croûte autour de la baie d'Hudson continue encore de remonter lentement et, entre le cap Churchill et Port Nelson, où les estrans s'étendent vers la mer sur une distance d'environ 6 m, la ligne du rivage se déplace vers la baie à la vitesse d'environ 40 m par siècle.

La vitesse du soulèvement actuel basée sur des datations au radiocarbone est équivalente à celle calculée par d'autres méthodes. Les enregistrements du marégraphe situé près de l'élévateur à grains donnent également une vitesse moyenne du soulèvement vertical de 40 cm par siècle.

À Churchill, les dépôts glaciaires (till) et les sédiments marins sont exposés, mais dans toute la région au sud ils sont recouverts de tourbe contenant de la glace. La tourbe a commencé à s'accumuler lorsque les lacs glaciaires se sont drainés et que la mer post-glaciaire a régressé. La tourbe la plus épaisse (environ 4 m) s'étend

Figure 11. La rivière Churchill près des rapides Bad Cache, montrant des roches précambriennes au niveau de la rivière, des parois de gorge constituées de calcaire paléozoïque et des sédiments glaciaires boisés sur le versant sus-jacent.
(GSC 200841-B)

dans les zones qui se sont drainées il y a plus de 6 000 ans et la plus mince, dans les zones près du littoral récemment émergées.

Le cours actuel de la rivière Churchill entre les rapides Limestone et les rapides Bad Cache (fig. 11) date probablement de la période post-glaciaire, même si les chenaux creusés dans la roche en place au-dessous de la baie d'Hudson indiquent qu'un important réseau fluvial préglaciaire a emprunté l'estuaire actuel de la rivière Churchill en traversant le fond de la baie durant l'ère tertiaire (il y a environ de 2 à 65 millions d'années) lorsque le niveau de la mer était beaucoup plus bas que

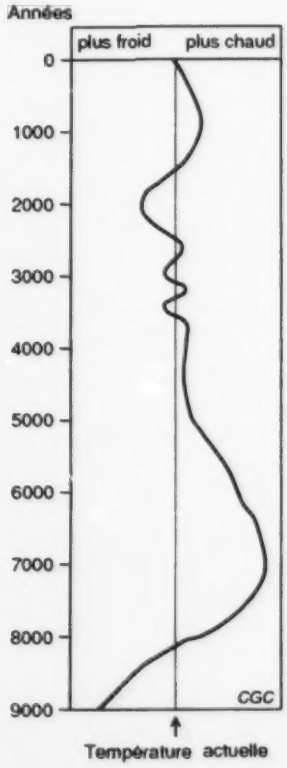


Figure 12. Changements de la température dans le nord du Manitoba révélés par les modifications des zones de végétation (d'après Nichols, 1967).

Figure 13. Températures du sol en terrain pergélisolé à Churchill (d'après Brown, 1978).

	SOCLE			SOL ARGILEUX			TOURBE SÈCHE			TOURBE HUMIDE (TOURBIÈRE)		
	Moyenne (°C)	Été	Hiver	Moyenne (°C)	Été	Hiver	Moyenne (°C)	Été	Hiver	Moyenne (°C)	Été	Hiver
Surface	-2,3	+12	-15	-4	+1	-12	-2,5	+2	-10	0	+7	-2
5 m de profondeur	-2,3	+3	-10	-3	-2,5	-3,5	-2	+1	-2,5	0	+1,5	-1,5
10 m de profondeur	-3,2	+1	-5	-3	-2,5	-3,5	-1,5	+0,5	-2	0	+0,5	-1

CGC

présentement. Au début, le bras principal de la rivière Churchill, cependant, partait du lac Southern Indian pour se diriger vers le nord à travers la vallée maintenant occupée par les tronçons inférieurs de la rivière Seal actuelle pour se jeter dans la baie d'Hudson à environ 50 km au nord-ouest de Churchill. L'autre cours d'eau important de cette région, le fleuve Nelson, s'est redéplacé vers une grande vallée datant peut-être du Précambrien (la forme de la vallée peut être reconstituée au-dessous des roches paléozoïques de couverture). La rivière Limestone, près de Gillam, traverse une vallée érodée par des eaux de fusion sous-glaciaires. Les autres cours d'eau se sont formés entièrement après les glaciations. Le drainage sur la grande partie de la région est exceptionnellement faible étant donné la très faible pente de la région, le relief localement peu accentué et l'imperméabilité générale du substrat à grain fin aggloméré par la glace. Les chenaux de nombreux cours d'eau sont soit peu profonds ou mal définis. En été, plus de 50 % de la surface des terres entre Churchill et Gillam sont recouvertes d'eau stagnante.

Il règne actuellement à Churchill un climat subarctique marin très influencé par les masses d'air de la baie d'Hudson. Gillam est située à la limite de démarcation entre les masses d'air maritime et boréale; en été, les conditions météorologiques varient énormément d'un jour à l'autre. Les températures annuelles moyennes de l'air sont de -7,3 °C à Churchill et de -4,8 °C à Gillam. À Churchill, les températures moyennes journalières varient entre 12 °C en juillet et -28 °C en janvier; à Gillam, elles varient entre 15 ° et -26 °C. Les précipitations moyennes à l'aéroport de Churchill atteignent 400 mm et à Gillam, 280 mm. Aux deux endroits, environ la moitié des précipitations tombent sous forme de neige. Les vents dominants proviennent du nord-ouest, en hiver comme en été.

Des études palynologiques de carottes de tourbe et la présence de groupes résiduels de trembles et d'épinettes blancs dans le nord du Manitoba et le Keewatin, indiquent des déplacements importants de la limite forestière depuis la fonte des calottes glaciaires, il y a environ 8000 ans. Jusqu'à 7000 ans environ, le climat est demeuré chaud pour se refroidir ensuite et favoriser l'accumulation de la tourbe (fig. 12). Les reconstitutions climatiques de Nichol (1967) montrent que la bordure de la toundra forestière a déjà été située à 300 km plus au nord et que les températures estivales ont été, entre 6000 et 3500 ans, de 3 °C environ plus chaudes qu'actuellement. Une période de refroidissement est survenue entre 3500 et 1500 ans, suivie d'une période de réchauffement (période chaude médiévale), ponctuée de fluctuations mineures, qui s'est terminée il y a 600 ans. Depuis cette époque, les conditions ont été plus froides. Il reste à déterminer si le climat actuel a commencé à se refroidir et si la prochaine époque glaciaire est amorcée ou si les tendances au refroidissement ne correspondent qu'à des fluctuations à court terme.

La végétation de la région de Churchill est traitée en détail dans d'autres manuels. Le nord du Manitoba comporte trois zones de végétation (fig. 1). Une zone de toundra caractérisée par des arbustes subarctiques et des épinettes rabougries disséminées s'étend dans le nord-est de la région. Dans les basses terres littorales, les tourbières de sphaigne et de carex supportant une végétation d'arbrisseaux et de lichen sont nombreuses. La limite forestière traverse diagonalement la région, du

nord-ouest au sud-est. La partie nord de la limite forestière est constituée d'une forêt ouverte d'épinettes et de lichen; la partie sud est constituée d'une forêt boréale fermée. L'épinette est l'arbre dominant, même si l'on trouve également du pin, du bouleau, du mélèze laricin et de l'aulne. En de nombreux endroits, la forêt d'épinettes est implantée dans des dépôts de tourbe épais.

La grande partie du nord-est du Manitoba s'étend dans la zone de pergélisol continu (sol gelé pérenne), même si à plusieurs sites de forage près de Churchill, situés dans une tourbière humide, le pergélisol était absent. Le pergélisol mesure environ 80 m d'épaisseur à Churchill (et s'épaissit vers l'intérieur des terres mais disparaît vers le large) et environ 25 m d'épaisseur à Gillam, qui est située à la limite méridionale du pergélisol continu. Le sol n'est pas pergélisolé au sud de Thompson.

Les températures du sol dépendent de la température de l'air, des propriétés physiques inhérentes des différents matériaux du sol et de leur teneur en humidité. À Churchill, la température de surface moyenne de la roche et du sol minéral varie entre -2 ° et -4 °C (fig. 13; Brown, 1978). À 5 m de profondeur, les températures du sol fluctuent entre -3 ° et +1 °C tandis que la température du socle fluctue entre -10 ° et +5 °C. La température maximale de la roche en place dans la tourbière haute est de -4 °C. La profondeur du dégel saisonnier à partir de la surface (profondeur du mollisol) dépend de la teneur en eau. Le mollisol passe d'environ 50 cm de profondeur dans la tourbière relativement sèche à 60 cm dans la tourbière humide et à environ 15 m dans les tourbières basses. Le mollisol mesure environ 1 m d'épaisseur dans le sol minéral exposé.

À Gillam, il n'y a généralement pas de pergélisol dans les sédiments de plage et les kames de gravier exposés, mais il y en a dans les zones boisées recouvertes de tourbe.

Les données sur la répartition et le type de glace dans le sol ont été établies à partir des formes visibles sur les photographies aériennes (polygones, palses et glissements dus au dégel), des petites formes observées sur le terrain et de sondages souterrains réalisés au moyen de tarières électriques. Les tourbières boisées et les tourbières à polygones sont riches en glace. La tourbière qui présente des fissures polygonales contient de grandes quantités de glace de ségrégation sous la forme de fentes en coin. De plus, la teneur en glace moyenne des tourbières entre les coins équivaut à 22 % du volume. Cette glace se présente sous la forme de revêtements entourant des fibres organiques, de petits cristaux, de minces strates et de couches atteignant 10 cm d'épaisseur. En général, une couche de glace s'étend au contact entre la tourbe et le sol minéral sous-jacent. Des carottes prélevées dans les tourbières boisées et les tourbières à palses révèlent qu'elles contiennent de la glace de ce type, de teneur et de répartition semblables. Les teneurs en glace des sols minéraux reposant sous la tourbe varient beaucoup. Le till silteux et argileux et les sédiments marins émergés à grain fin ont une forte teneur en glace dans leurs 3 m supérieurs mais des teneurs plus faibles en profondeur. Lorsque les sédiments glaciolacustres sont composés d'argile très fine, une certaine humidité capillaire demeure à l'état non gelé malgré des températures du sol inférieures à zéro.

Élévateur à grains et étang de toundra et rochers à Port Churchill. (KGS-2332)

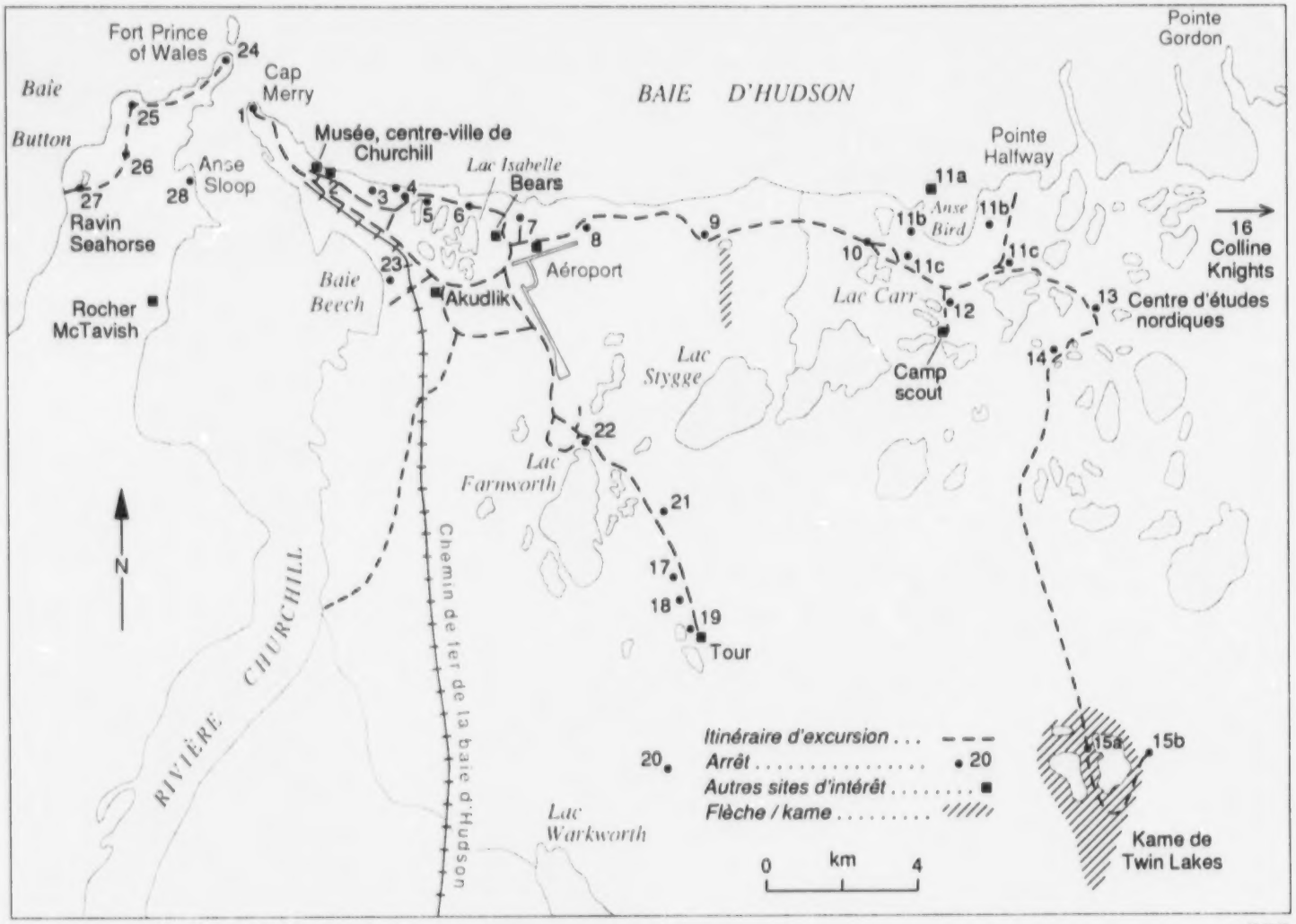


Figure 14. Itinéraires d'excursion et emplacement des arrêts, région de Churchill.

ITINÉRAIRES D'EXCURSION ET DESCRIPTION DES SITES (FIG. 14)

Suivre la route de gravier allant des élévateurs à grain jusqu'au kiosque de Parcs Canada au cap Merry. Le nom de ce promontoire a été attribué en l'honneur de John Merry, gouverneur adjoint de la Compagnie de la Baie d'Hudson de 1712 à 1728.

Le cap Merry constitue un point de départ intéressant pour l'excursion étant donné que tous les éléments de l'héritage naturel et historique de la région de Churchill y sont représentés. Les roches sont des quartzites et des grauwackes précambriens dont les structures sédimentaires primitives (couches obliques principalement) sont encore visibles à certains endroits. Les fissures est-ouest sont des joints de roche. Les roches paléozoïques plus récentes s'étendent directement vers le large. Les roches au cap Merry ont été polies et rognées par les glaciers, en provenance principalement du centre glaciaire Keewatin, qui s'écoulaient vers le sud à travers cette région, créant une série de stries (rainures), de cannelures et de fractures en forme de croissants (fig. 15) à direction sud avec un gisement variant entre 160 ° et 180 °. On observe également à certains endroits des stries moins accentuées qui indiquent un écoulement antérieur vers l'ouest à partir de la baie d'Hudson. Les roches ont été dépouillées des débris glaciaires qui les recouvraient par les vagues lorsque le niveau de la mer était plus élevé.

Les fleurs et les arbustes typiques de la toundra dénudée poussent près des étangs peu profonds parmi les roches. Le cap est en outre un excellent point d'observation des sternes, des labbes et des oiseaux de rivage ou des baleines qui habitent l'estuaire

Figure 15.
Rayures glaciaires sur la surface des roches au cap Merry. L'écoulement glaciaire était orienté du nord au sud. (GSC 205238-B)

pendant l'été. Les phoques annelés s'étendent au large sur la glace flottant dans la baie d'Hudson et les ours polaires vont et viennent sur le promontoire pendant la fin de l'été et l'automne.

Une vieille poudrière et une batterie de six canons surplombent la rivière Churchill, complétant le système de défense du fort Prince-de-Galles, visible de l'autre côté de la rivière.

Suivre la piste de gravier derrière la route revêtue et les élévateurs à grain. C'est à Churchill que se trouve la gare terminus du chemin de fer de la baie d'Hudson. Depuis 1931, les céréales des Prairies sont transportées par rail jusqu'aux quais d'où elles sont expédiées vers l'Europe. La saison d'expédition dure de juillet à octobre.

Le centre-ville de Churchill, construit durant les années 1970, est l'un des premiers centres-villes conçus en fonction des conditions nordiques. Les bureaux administratifs, les installations récréatives, la bibliothèque, l'hôpital et les écoles sont regroupés dans un seul complexe. Le Musée inuit, fondé par les pères Oblats, contient divers objets recueillis pendant leur mission. Le musée possède la plus belle collection canadienne d'artefacts des cultures pré-dorset, dorset et thulé en ivoire, pierre et bois ainsi que des sculptures contemporaines et des objets d'art en matière textile.

3a, serres. Les serres ont été construites pour évaluer la possibilité de faire pousser des plantes dans un climat nordique qui est caractérisé par une lumière estivale abondante mais des températures de l'air basses. Les serres présentent différentes configurations, et diverses dispositions du plastique et du verre sont mises à l'essai. La température de la serre actuelle chauffée à l'électricité est maintenue au-dessus de 0 °C pendant 6 à 7 mois. On y fait pousser des tomates et des plantes à repiquer qui sont vendues ou utilisées à des fins personnelles.

3b, ostioles. En bordure de l'allée au-dessus de la serre, on observe une série de petites ostioles actives qui se sont formées dans le placage de silt marin gréseux et le till caillouteux (débris glaciaires) reposant sur la roche en place environnant (fig. 16). Ces formes ont d'abord été remarquées en 1980 et, depuis cette date, elles sont saisonnièrement actives. On peut voir dans le voisinage des ostioles en partie recouvertes de végétation, inactives ou actives par intermittence, là ou des silts marins caillouteux recouvrent la roche en place.

3c, éoliennes. Churchill est exposé aux vents violents provenant de la baie d'Hudson. Une turbine éolienne à axe vertical a été érigée en 1981 pour observer le fonctionnement d'une éolienne dans des conditions arctiques. L'éolienne a été financée par le Conseil national de recherches du Canada et est reliée au réseau d'électricité d'Hydro-Manitoba. Elle tourne à environ 80 tours-minute et sa vitesse doit être fréquemment amortie à cause de la trop grande force des vents. L'éolienne produit environ 40 mégawatts par année (5 kilowatts par heure), ce qui équivaut de 1 à 2 % de la demande en électricité de Churchill. Comme l'éolienne est reliée au réseau d'électricité, elle n'approvisionne pas directement la serre ou la résidence.

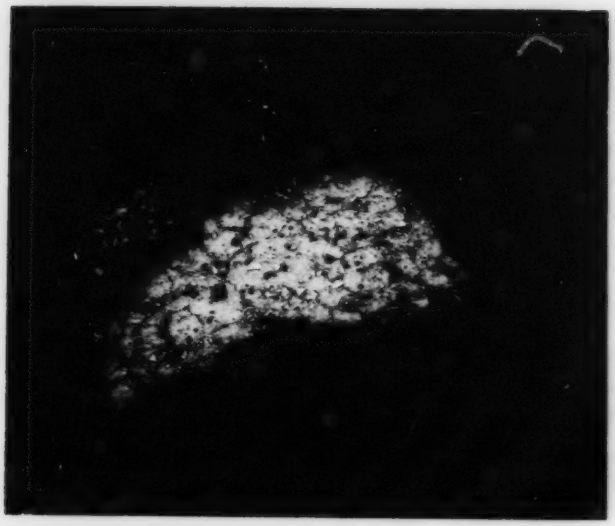


Figure 16.
Ostiole active.
(GSC 204314-D)

Figure 17.
Affleurement de protoquartzite. Les structures sédimentaires primitives que sont les stratifications obliques (**A**) et les strates (**B**) sont accentuées par la présence de grains de fer foncés. Les filons de quartz (**C**) qui se sont formés durant le métamorphisme subséquent recoupent transversalement les couches.
(GSC 138277)

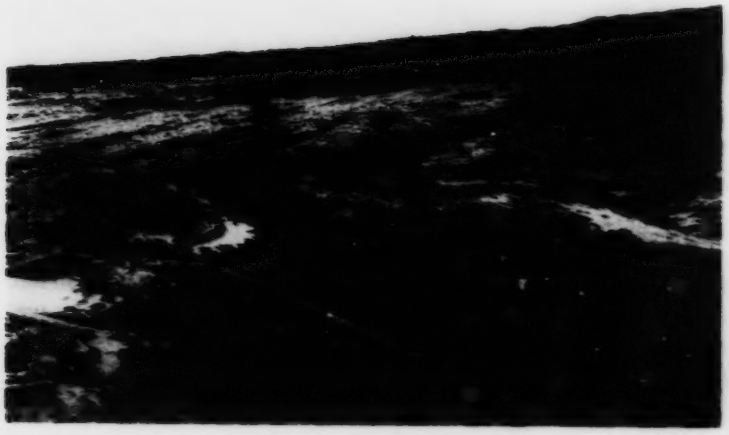


Figure 18.
Couches de calcaire et de dolomie paléozoïques légèrement inclinées au premier plan et protoquartzite précambrien formant la crête à l'arrière-plan et petites bosses rocheuses foncées perçant les couches calcaires.
(GSC 205238-D)

4a, protoquartzite. La crête rocheuse grise située entre Churchill et l'aéroport est composée de protoquartzite. Les roches sont des restes métamorphisés lithifiés de sable et de boue qui se sont déposés il y a environ 1 800 millions d'années dans un milieu alluvial estuarien. Elles sont composées de grains de quartz arrondis de la taille des grains de sable ainsi que de séricite et de chlorite fines. On note également la présence d'hématite spéculaire noire, de lazulite bleue dans des filons de quartz, de pyrite, de malachite verte et de zircon. À certains endroits, de minces couches sombres de grains d'hématite forment des stratifications obliques entremêlées et des rides de plage font partie des structures sédimentaires d'origine (fig. 17). Ce sont les surfaces humides et propres qui font le mieux ressortir ces structures. Dans la roche, on distingue des galets blanchâtres arrondis de quartz et de quartzite. Plusieurs sont zonés par un effet d'érosion entourant leurs bordures. Certains galets sont allongés ayant été écrasés durant un métamorphisme ultérieur. Des filons de quartz blanc remplissent les fractures dans la roche.

4b, calcaire. Traverser les roches et descendre vers la rive de la baie d'Hudson. On observe des couches carbonatées paléozoïques de couleur chamois dans une anse longeant la rive de la baie d'Hudson et vers laquelle elles plongent faiblement (fig. 18). Ces roches ne datent que d'environ 420 millions d'années et contiennent des coraux, des brachiopodes et des trilobites ordoviciens. On peut distinguer dans le calcaire des rides de plage fossiles, semblables à celles qui se forment actuellement dans le sable à marée basse. Les roches qui affleurent à cet endroit font partie d'une formation marine. Les couches supérieures, exposées au niveau de la mer, contiennent de nombreux cailloux arrondis du protoquartzite plus ancien. Ces clastes ont pu être intégrés aux couches marines anciennes au Paléozoïque de la même façon que les galets et les graviers de plage modernes sont incorporés au sable et à la boue à la base des roches longeant la rive actuelle. Le contact entre la roche en place paléozoïque et précambrienne est une discordance d'érosion ancienne, marquant l'une des périodes d'érosion subaérienne et de pénéplanation du Bouclier canadien.

5a, roches. Près de l'étang à l'ouest du lac Isabelle, la surface de la roche a été cannelée, striée et polie par l'action d'un glacier se déplaçant vers le sud à travers la région. Sur ce motif principal de stries et de cannelures se superposent une série de rayures à orientations diverses. Ces rayures ont probablement été faites par la glace de mer durant la régression de la mer postglaciaire.

5b, blocs erratiques. Une bande de blocs erratiques granitiques et métamorphiques sont logés dans la boue et le gravier reposant près de l'étang. Ces blocs pourraient être des restes de la moraine terminale qui longe en serpentant la route littorale, entre les antennes radio et l'anse Bird (décrite plus loin).

À chaque hiver, et pendant une partie de l'été, un immense glaçage remplit une gravière abandonnée située dans la crête de plage longeant la route au nord du lac Isabelle (fig. 19). Lorsque la photographie a été prise en mai 1985, le glaçage recouvrait une zone d'environ 2000 m^2 et formait un massif de glace stratifiée composé de plusieurs monticules de 3 à 4 m de hauteur reliés par une crête de glace.

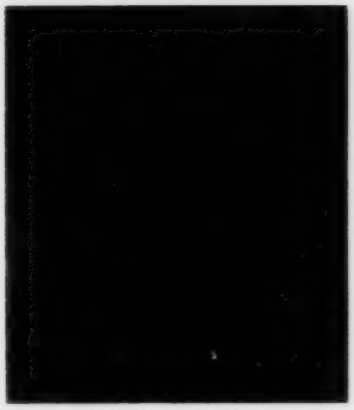
Avant juin, lorsque les températures de l'air atteignent +6 °C, la superficie du glaçage est grandement réduite et a suffisamment fondu pour mettre à nu la route. Certaines années, il subsiste de la glace durant tout l'été.

Le glaçage existe depuis qu'une gravière a été excavée dans les graviers de la plage soulevée. La paroi sud de la gravière a intercepté l'eau souterraine s'écoulant entre le lac Isabelle et le rivage. Une source a pris naissance entre la base des graviers et la roche en place imperméable sous-jacente. La forte charge hydrostatique est maintenue par l'étendue d'eau du lac Isabelle. Le massif de glace principal se forme durant l'hiver par l'émergence d'eau souterraine; les pressions hydrostatiques sont à l'origine des monticules et des crêtes les reliant. Selon French et Gilbert (1982), la formation du glaçage est liée à la présence d'un talik (couche non gelée) dans le pergélisol au-dessous du lac.

Des glaçages semblables se sont formés là où la route traverse une série de plages soulevées, à la décharge située à 1,5 km à l'est de l'aéroport, et aux lacs Twin, là où l'eau émerge à la base du kame au contact entre les graviers de kame et le till silteux imperméable gelé sous-jacent. Un glaçage artificiel est exposé sous le gazon longeant la route menant à Akudlik, en face des vieux bâtiments de la marine. Cette glace s'est formée par suite de la rupture d'une conduite d'eau. Elle persiste à ne pas fondre protégée par le sol et la tourbe qui la recouvre et l'isole.

Se rendre à la région boisée en bordure des rochers, près des décombres du DC 5 Miss Piggy. Les roches précambriennes qui affleurent le long de la route littorale entre le lac Isabelle et l'aéroport sont des roches moutonnées (fig. 20). La face nord de ces roches a été arrondie et polie par les glaciers qui ont comprimé et broyé ces roches en avançant vers le sud à travers la région. La face sud plus abrupte a été causée par le gel des blocs fissurés à la base du glacier et dont la partie arrachée a été entraînée par la glace.

Figure 19. Glaçage bloquant la route au sud du lac Isabelle. (GSC 204314-N; L. Dyke)



Près du rivage, des chicots d'épinette tordus (krumholz) poussent çà et là dans des zones protégées. Les vents violents soufflant de la baie d'Hudson sont responsables de leur forme rachitique. Une partie sans branche le long du tronc marque la hauteur du manteau nival protecteur et le cisaillement maximal du vent d'hiver.

L'affleurement qui est situé directement à l'est de la sortie de piste et les autres affleurements de la région de Churchill forment une large crête de protoquartzite précambrien, aplanie par les glaciers et qui s'élève à environ 30 m au-dessus de la rive de la baie d'Hudson. Les roches présentent une configuration rectangulaire de joints et de fractures. Ces lignes de faiblesse ont été creusées par les glaciers et, ultérieurement, par l'action des vagues durant l'émergence marine postglaciaire. Les surfaces rocheuses érodées et polies par la glace sont marquées par diverses

Figure 20.
Roches moutonnées dans du quartzite : l'écoulement glaciaire était orienté de droite à gauche. Végétation de krumholz : la forme des branches indique la direction des vents dominants. Les parties inférieures broussailleuses des arbres sont protégées des vents d'hiver violents par la neige. La partie supérieure non branchue correspond à la zone de cisaillement maximale du vent.
(GSC 205238-R)

Figure 21.
Forme en dos de baleine façonnée par les glaciers, et marquée de broutures et de rayures : l'écoulement glaciaire était orienté de gauche à droite. Les fissures dans la roche sont des joints; les fines lignes ondulées sont des stratifications obliques.
(GSC 204314-L)

marques d'érosion glaciaire, notamment des stries (rayures), et des coups de gouge (petites fractures en forme de croissant), causées par l'impact de galets contenus dans la base du glacier contre la roche en place. On observe également de grandes formes rectilignes en forme de dos de baleine (fig. 21), des cannelures et des surfaces biseautées par le passage de la glace. Churchill s'étend près de la zone de confluence de deux importantes calottes glaciaires au sein de l'inlandsis Laurentidien. Les stries obliques et les surfaces biseautées indiquent la séquence des écoulements glaciaires. Les stries disséminées orientées au nord-ouest (300 °) ont été produites par un glacier précoce en provenance de la baie d'Hudson ou du centre du Québec. Cet écoulement vers l'ouest s'est traduit par le dépôt de débris glaciaires calcareux silteux qui affleurent le long de la rivière Churchill et du fleuve Nelson. Le principal écoulement glaciaire qui a suivi dans la région de Churchill était orienté au sud à partir d'un centre situé dans le Keewatin. Ce glacier a produit des stries orientées

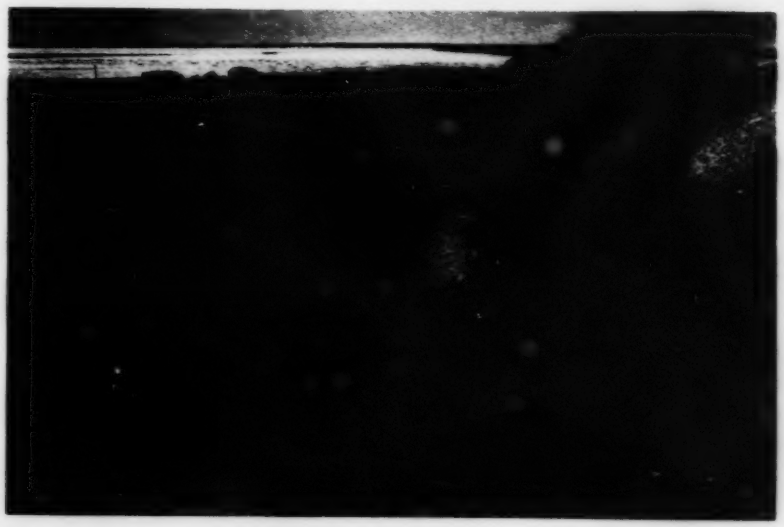


Figure 22.
Cannelure glaciaire dont le côté droit a été soulevé par l'action du gel. L'écoulement glaciaire était orienté de l'arrière-plan à l'avant-plan de la photographie.
(GSC 205238-Q)

Figure 23.
Massif rocheux soulevé et fracturé par le gel.
(GSC 205238-P)

entre 160 et 180 ° et nombre des cannelures et des dos de baleine observés sur les roches. Le glacier qui a créé ces formes a atteint à peu près les rapides Limestone sur la rivière Churchill et a déposé des débris glaciaires granitiques sableux sur les matériaux silteux anciens; ce glacier nordique n'a pas atteint la région de Gillam et du fleuve Nelson. Le dernier écoulement glaciaire dans la région de Churchill était orienté au sud-ouest (220 °), produisant des stries recoupant d'anciennes formes glaciaires et biseautant les surfaces d'érosion plus récentes. De fines stries, parfois courbées et d'orientation variable, s'enchevêtrent sur l'affleurement; elles seraient attribuables à la glace de rivage pendant la période postglaciaire lorsque le niveau de la mer était plus élevé qu'actuellement.

Le soulèvement de la roche en place dû au gel est un processus périglaciaire courant dans la région de Churchill, et les roches situées à l'est de l'aéroport présentent des exemples spectaculaires de ce processus dans l'Arctique. La continuité des dos de baleine et des cannelures glaciaires est interrompue par des panneaux massifs de roches (fig. 22 et 23) soulevés par le gel jusqu'à 3 m au-dessus de la surface du sol environnant. Ces panneaux sont limités par des paires de fractures à direction nord-sud étroitement espacées. Les panneaux soulevés mesurent entre 1 et 5 m de largeur et jusqu'à 20 m de longueur. Durant tout l'été, de l'eau s'accumule dans les espaces laissés libres par les blocs soulevés. Le déplacement vertical de certains panneaux fait l'objet d'une surveillance depuis 1979 (Dyke, 1984). Les changements de hauteur d'une année à l'autre atteignent 0,6 cm en moyenne mais l'on a déjà enregistré une hauteur de 3,9 cm. Le soulèvement est probablement causé par la pression de l'eau interstitielle excédentaire qui se forme lorsque l'eau accumulée durant l'été se retrouve coincée entre le pergélisol et le front de gel qui progresse en profondeur. La pression de l'eau peut atteindre 400 kPa à la profondeur d'environ 2 m, ce qui dépasse la pression permettant d'équilibrer le poids de la roche sus-jacente.

L'espacement entre les panneaux soulevés est à peu près égal, indiquant qu'il faut une superficie minimale pour qu'une quantité d'eau suffisante soit confinée et qu'elle exerce la force de soulèvement suffisante. Lorsqu'un panneau commence à se soulever, il peut constituer un point de faiblesse où se concentre par la suite le soulèvement. Le soulèvement se poursuit jusqu'à ce que la base du bloc ou du panneau atteint le niveau de la nappe phréatique. Les déplacements annuels actuellement observés ne sont probablement pas cumulatifs; ce sont plutôt des

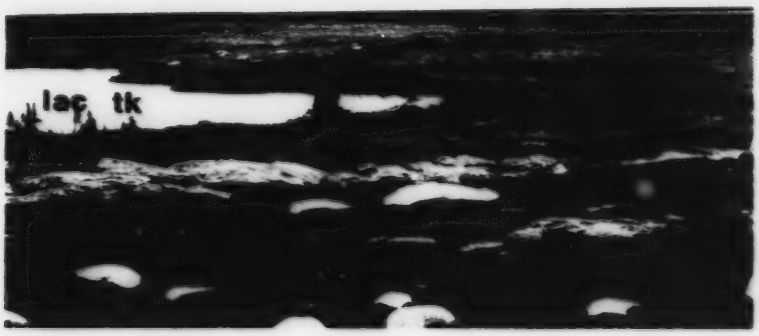


Figure 24.
Toundra dénudée vue de la station SARSAT. L'avant-plan est un socle de quartzite. Vers l'arrière-plan, on distingue un lac thermokarstique (tk) peu profond et une flèche résiduelle formée sur des sédiments marins anciens.
(GSC 204314-E)

Figure 25. Vue aérienne de l'anse Bird (A 22955-14, 16). La ligne pointillée suit la moraine de Churchill.

déplacements nets représentant un soulèvement suivi d'un tassement durant le dégel estival. Il y a exception lorsque l'espace laissé libre par les blocs se remplit de cailloux ou lorsque la glace ne fond pas d'une année à l'autre.

Plages soulevées. Entre les arrêts n° 8 et n° 9, à environ 1,5 km à l'est de la piste de sortie, on traverse une série de plages soulevées qui s'élèvent jusqu'à environ 15 m au-dessus du niveau de la mer. La plage la plus haute s'est formée il y a environ 1500 ans. Un glaçage semblable à celui qui se trouve au lac Isabelle se forme à chaque année entre la route et la rive et subsiste jusqu'au milieu de l'été. Il faut se méfier des ours polaires qui fréquentent cet endroit, attirés par la décharge et l'incinérateur situés tout près.

La station de réception du satellite de recherche et de sauvetage fait partie d'un réseau auquel participent plusieurs pays et qui localise les transmissions d'urgence par radio.

Au sud de la chaussée, on a une belle vue de la toundra désertique (fig. 24). De petits étangs et des lacs peu profonds créés par le dégel du pergélisol ponctuent la surface de cette vaste plaine. Une longue flèche de sable s'avance de l'affleurement rocheux vers l'estran argileux. Cette forme de terrain date d'environ 1300 ans lorsque la terre a émergé de la mer de Tyrrell durant la période postglaciaire. Sur le côté orienté vers le rivage de l'affleurement rocheux de SARSAT, on observe une série de plages soulevées qui atteignent 22 m de hauteur au-dessus du niveau de la mer. Les coquillages contenus dans la plage sommitale ont été datés à 2120 ± 130 ans (CGC-723). D'immenses quantités de gravier calcaire ont été extraites de ces plages de sorte que leur forme primitive a été en grande partie altérée. Il faut se méfier des ours polaires à cet endroit.

Figure 26. Restes de la moraine de Churchill soumis à l'action des vagues; la crête inférieure composée de blocs précambriens peut être retracée sur plusieurs kilomètres. (GSC 205238-M)

Parcourir 8 km à l'est de la station de SARSAT jusqu'à l'endroit où une route secondaire tourne vers le sud à partir de la route asphaltée (fig. 25). Une rangée de blocs traverse la route asphaltée en la serpentant et forme une boucle le long de la route secondaire. Ces blocs font partie d'une large crête basse que l'on peut observer entre le promontoire à l'ouest et le camp scout au sud du lac Carr. La crête (fig. 26) est entièrement recouverte de gros blocs erratiques précambriens pénétrant dans sa surface; ces blocs sont étonnamment différents des autres galets et blocs dont sont constituées les crêtes de plage environnantes. La crête serait un reste de moraine terminale formée par le glacier Keewatin en recul. Elle a été par la suite très remaniée par la mer de Tyrrell, laissant un pavage de blocs à la surface. La rangée de blocs précambriens près du lac Isabelle pourrait être un prolongement de cette forme.

11a, Ithaca. L'épave de l'**Ithaca** repose sur l'estran de l'anse Bird. Le naufrage du navire en septembre 1961, alors qu'il transportait de la marchandise de Churchill à l'inlet Rankin pour la mine de nickel, a été causé par une tempête.

11b, formes littorales à l'anse Bird. Le paysage autour de l'anse Bird est composé de crêtes de plage de gravier et de galets dolomitiques, séparées par des dépressions remplies d'eau. La forme régulière de la topographie à crêtes et dépressions est interrompue par la présence de lacs thermokarstiques de forme irrégulière. Le fait que ces crêtes de plage soient plus élevées à ce site que celles situées près du lac Carr est peut-être dû à l'énergie des vagues qui est plus forte le long de cette partie plus exposée du rivage. Il est intéressant en outre d'observer les grandes crêtes qui s'étendent vers la baie d'Hudson à angle droit par rapport au rivage actuel (fig. 25) et leurs contreparties émergées à l'est de l'anse Bird. Les flèches aux pointes Halfway et Gordon continuent de croître; elles sont situées à l'endroit où se forment des tourbillons dans le système de circulation littorale, assujettis à la forme du littoral. Les formes linéaires soulevées, d'où l'on a extrait du gravier, seraient des flèches ou des barres transversales semblables créées par les vagues et les courants réfractés par les promontoires rocheux qui étaient autrefois

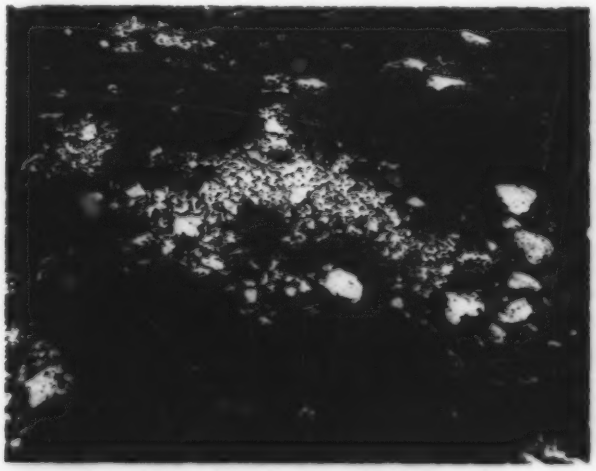


Figure 27.
Cercles de pierres. Le matériau fin se trouve au centre de la figure; les graviers grossiers délimitent le périmètre. (GSC 204314-G)

Figure 28.
Petites buttes palsiques en terrain humide.
(GSC 205238-L)

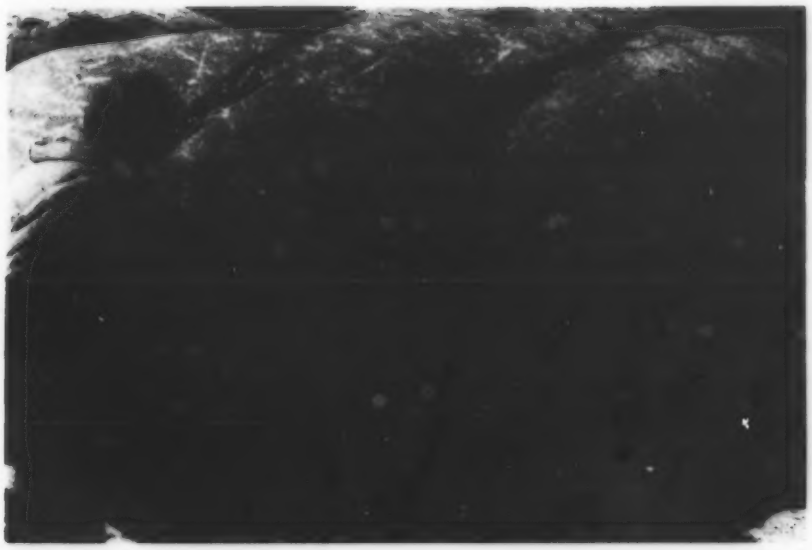


Figure 29.
Protoquartzite au Centre d'études nordiques, caractérisé par des couches obliques, des rangées de galets de quartz aplatis et des rayures glaciaires.
(GSC 205238-K)

Figure 30.
Tourbière au sud du Centre d'études nordiques. Au-dessous des dépressions dessinant des polygones dans la tourbe se sont formés des fentes en coin.
(GSC 205238-J)

situés au large. Elles sont constituées de galets et de graviers dolomitiques grossiers et contiennent de nombreux blocs granitiques, transportés par radeaux de glace jusqu'aux sédiments de provenance locale.

11c, cercles de pierres. Des cercles de pierres se sont formés près de certains sentiers en bordure de la route principale, entre la voie de sortie du lac Carr et la route menant à la pointe Halfway (fig. 27). Ces formes de gélivation ont un centre boueux à grain fin et une bordure de cailloux ou de galets. Elles peuvent être le résultat de la remontée de sédiments fins du sous-sol vers la surface par pression cryostatique durant le regel automnal; les sédiments fins et humides sont les derniers à geler et la pression est relâchée vers le haut. Les cercles s'accentuent par poussée latérale et l'éjection des cailloux hors des sédiments fins, phénomènes causés par le dégel et le gel répétés. La présence de gazon au centre de la plupart des cercles indique qu'il s'agit de formes résiduelles; cependant, la présence de quelques centres non gazonnés indique que certaines formes sont encore actives.

11d, palses. Les petits monticules gazonnés que l'on observe en terrain humide à environ 1,3 km à l'est de la voie de sortie du lac Carr sont des buttes de tourbe et de sol à noyaux de glace, appelés palses (fig. 28). La croissance et le développement de ces formes sont traités plus loin, dans l'introduction aux sites de la route de Farnworth.

Sortir de la route principale en se dirigeant vers les chalets du lac Carr au sud. La route transversale traverse une série de plages soulevées qui s'étendent du niveau de la mer à l'anse Bird jusqu'à une hauteur de 10 m. Les plages les plus hautes se sont formées il y a environ 1240 ± 130 (CGC-682) ans. La progression des crêtes de plage de ce site vers le niveau de la mer est constante mais la pente est si douce (3 m/km) et régulière que la topographie à crêtes et dépressions n'est apparente qu'à vol d'oiseau (fig. 25). Les plages soulevées près des chalets sont composées de sable et de gravier; celles qui sont proches du rivage sont composées de galets dolomitiques et l'estran dans l'anse Bird est constitué de sable et d'argile.

On a construit une courbe d'émergence pour la région de Churchill, basée sur des datations au radiocarbone de coquillages marins prélevés dans des plages comme celles-ci (fig. 10). La partie inférieure de la courbe a été établie en utilisant Mytilus edulis, moule qui vit en milieu intertidal de sorte qu'il est un bon indicateur des positions successives du niveau de la mer.

Le Churchill Research Range a été construit en 1957 pour appuyer le lancement de fusées dans le cadre de l'Année internationale de géophysique. Il a été aménagé par l'United States Army Engineers, mais en 1966, le Conseil national de recherches du Canada a assumé la responsabilité de l'installation pour effectuer des recherches dans la haute atmosphère. Churchill est située dans la zone d'activité aurorale maximale, donc particulièrement bien placé pour surveiller et analyser les luminosités nordiques (aurores boréales) qui créent des spectacles ionosphériques spectaculaires. Différents types de fusée transportant des instruments spéciaux, tels que Nike et Black Brant, ont été lancés, surtout durant les mois d'hiver. Le dernier lancement remonte à mai 1985.

Dans le bâtiment principal loge actuellement le Centre d'études nordiques. Ce centre a été mis sur pied en 1976 par des habitants de Churchill et le gouvernement du Manitoba pour faciliter l'exécution d'études nordiques. Il offre des cours de formation sur des thèmes nordiques et les scientifiques qui travaillent dans la région peuvent y loger.

La roche en place en face du bâtiment principal contient des couches de galets de quartz (fig. 29) et des couches sédimentaires obliques, qui dans les deux cas faisaient partie des sédiment fluviaux d'origine dont sont formées les roches. L'aplatissement des galets date du Précambrien lorsque les sédiments ont été métamorphisés et lithifiés. La surface de l'affleurement porte l'empreinte de rayures glaciaires.

Se rendre jusqu'au petit lac à 1,7 km au sud du Centre d'études nordiques. La tourbière ouverte située près de petits lacs sur le site de lancement de fusées est le seul endroit accessible dans la région de Churchill où l'on peut observer des polygones de fentes en coin (fig. 30) même si des tourbières ouvertes à polygones s'étendent sur des centaines de kilomètres carrés entre Churchill et Gillam (fig. 46 et 47). Les polygones se sont formés dans une tourbe fibreuse de toundra arbustive

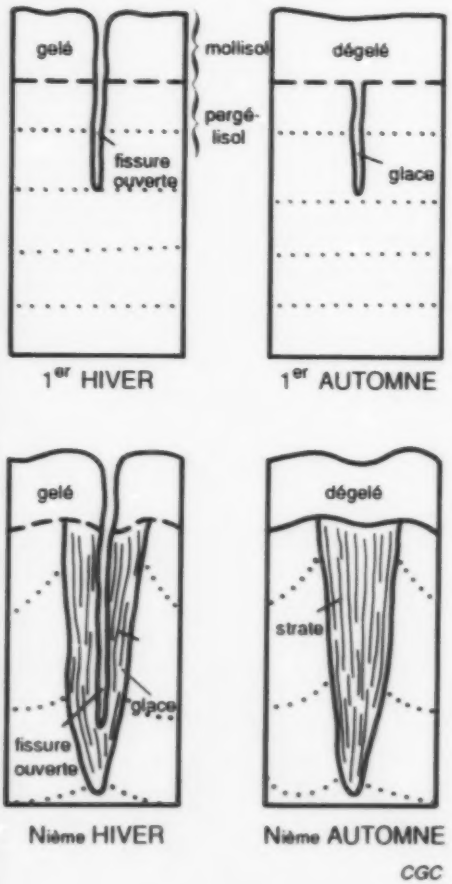


Figure 31.
Formation d'une fente en coin (d'après Lachenbruch, 1962).

recouverte de lichen Cladonia (mousse de caribou). Les fentes verticales de glace massive forment le réseau des polygones. Le sommet des fentes de glace se trouve à environ 60 cm au-dessous de la surface de la tourbe et marque la base du mollisol. De la glace est également présente dans la tourbe gelée, sous forme de cristaux interstitiels, d'inclusions variables et de couches enrobant les fibres de tourbe.

Le terrain polygonal est le résultat de la contraction thermique du sol et de la formation de fentes en coin. Selon la théorie sur la contraction proposée par Lachenbruch (1962; fig. 31), les températures doivent être froides et les chutes de température doivent être rapides. Ces deux conditions sont satisfaites dans la région de Churchill où la température annuelle moyenne est de -7 °C. Une rapide chute de la température dans un sol gelé à haute teneur en glace provoque la contraction du sol gelé et la formation de fissures (fissures gélivales). Au printemps, l'eau et la neige en fusion s'infiltrent dans les fissures et gèlent, empêchant la fissure de se refermer lorsque le sol reprend son expansion. Ce phénomène produit une veine de glace verticale qui pénètre dans le pergélisol. L'expansion horizontale du sol au cours de l'été suivant cause sa déformation plastique et le rebroussement de la terre ou de la tourbe près de la fente, formant un bourrelet à la surface. L'hiver suivant, la recontraction thermique écarte de nouveau la fissure qui constitue une zone de faiblesse. Au printemps suivant une autre quantité d'eau s'infiltre jusqu'à ce qu'après quelques années le processus produise une fente verticale de glace feuilletée massive.

Les fentes en coin divisent la surface de la tourbe en réseaux polygonaux. Selon Lachenbruch, les fissures très espacées indiquent une contraction thermique plus grande et un climat plus rigoureux que les fissures moins espacées. On ne sait pas si les fissures à cet endroit se sont formées plus ou moins simultanément ou de façon séquentielle. Théoriquement, les fissures formées simultanément par un refroidissement uniforme dans un milieu homogène (p. ex. la tourbe) devraient se recouper selon un angle de 120 °. Les fentes en coin dans le champ de lancement des fusées suivent à peu près cette géométrie. Au contraire, les fissures formées de façon séquentielle forment habituellement des réseaux orthogonaux. Lorsqu'il existe déjà une fissure, une deuxième fissure sera créée perpendiculairement à la direction de la plus grande contraction qui forme un angle droit par rapport à la première fissure. On peut observer à bord du train traversant les tourbières entre Churchill et Gillam de multiples réseaux séquentiels de fentes en coin.

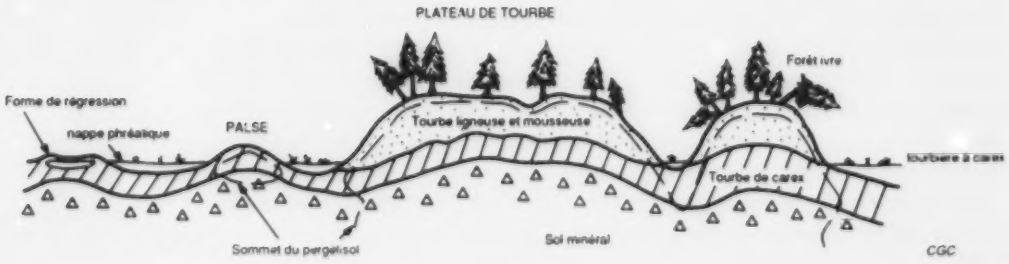
Poursuivre sa route vers le sud à partir des polygones de fentes en coin en traversant un marécage plat composé de silt marin caillouteux. Se rendre aux lacs Twin à environ 12 km au sud du site de lancement.

15a, lacs de kettle. Le kame des lacs Twin est un dépôt de sable et de gravier à sommet plat qui s'élève de façon abrupte jusqu'à 20 m au-dessus de la plaine environnante et constitue la forme la plus élevée sur de nombreux kilomètres. Le dépôt serait une kame isolée, formée par les eaux de fonte du glacier Keewatin il y a environ 8200 ans. De nombreux blocs sont granitiques, ce qui établit un contraste marqué par rapport au socle carbonaté sous-jacent. Les trois lacs qui ponctuent la surface occupent des dolines formées par la fonte de blocs résiduels de glace enfouis dans le gravier. Le sommet de la kame a été par la suite aplati par l'action des vagues durant la régression de la mer postglaciaire dont le niveau était élevé. Les vagues

Figure 32. Toundra et glaçage (plaque blanche) vus du kame des lacs Twin. (GSC 205050-B)

Figure 33. Colline Knight : des amas de blocs précambriens soumis à l'action de l'eau et à l'érosion constituent les restes d'un esker formé au sein de la nappe glaciaire du Keewatin. (GSC 204036-F)

Figure 34. Types de tourbe et pergélisol dans les palses et les plateaux tourbeux longeant la route de Farnworth.



et les courants ont redistribué le sable de la kame et construit des plages le long des flancs sud-ouest et sud-est. Des datations au radiocarbone de Mytilus edulis indiquent que le niveau de la mer atteignait le sommet de la kame (39 m de hauteur) il y a environ 3190 ± 140 ans (CGC-685).

15b, glaçage et toundra. Tourner à gauche vers la piste de terre à l'extrémité de la route de gravier et se rendre au bout de la piste. Un immense glaçage le long de la bordure est de la kame se forme au printemps lorsque l'eau souterraine émerge de la base des graviers. À cet endroit, on a une belle vue de la plaine marine et de la toundra subarctique (fig. 32). On peut aussi apercevoir de petites palses isolées à partir de la bordure extérieure de la kame.

Le monticule formant la colline Knights, à 20 km à l'est, est une kame composée entièrement de galets erratiques granitiques (fig. 33). Le noyau de la crête nord-sud qui s'y adosse est composé d'un mélange de roches calcaires et granitiques constituant un esker formé à l'intérieur d'un tunnel d'eau de fusion dans le glacier Keewatin. La surface de l'esker a été remaniée par les vagues et transformée en plages lorsque le niveau de la mer était plus haut.

La route à l'est du lac Farnworth donne accès à divers palses et formes palsiques (palses, plateaux palsiques, buttes de terre et forêt ivre) qui ont atteint divers stades de développement et d'affaissement (fig. 34).

Les palses sont des monticules de tourbe et de sol minéral arrondis à noyau gelé. Les plateaux palsiques sont des formes semblables mais plus étendues et à sommet plat créées par la croissance et la coalescence de palses adjacentes. Ces deux formes pergélisolées sont typiques du pergélisol discontinu; pour Brown (1978), il s'agissait des seuls indicateurs fiables du pergélisol dans les basses terres de la baie d'Hudson. Ces formes sont presque exclusivement associées aux marécages tourbeux et aux zones où les hivers sont rigoureux et le manteau nival mince. Près du lac Farnworth, elles se sont formées sur des terrains humides, apparemment au hasard, mais on observe des groupes linéaires de palses le long des ruisseaux qui se jettent dans le lac Warkworth.

Le mécanisme de formation des palses n'a pas été établi avec certitude, mais on sait qu'il est lié au gel des étangs peu profonds en hiver et au bombement de la tourbe sous-jacente causé par la croissance de lentilles de glace à différents endroits. Les buttes palsiques se forment de préférence dans les zones exposées où le manteau nival est très mince et où le froid pénètre en profondeur.

Lorsque le petit monticule s'élève au-dessus de l'étang, les propriétés de conductivité thermique de la tourbe deviennent un facteur important. Comme la couche extérieure sèche de la tourbe a une conductivité thermique très faible, elle isole le massif gelé sous-jacent du dégel estival. C'est là que débute les conditions propres au pergélisol. Par contre, en automne, la tourbe devient généralement saturée en eau à mesure que le taux d'évaporation tombe. La forte conductivité thermique de la tourbe humide et contenant de la glace comparativement à celle des zones adjacentes plus sèches permet une pénétration préférentielle du gel en hiver.

Figure 35.
Palse émergente. À noter la surface uniforme et non végétalisée (GSC 203121-J)

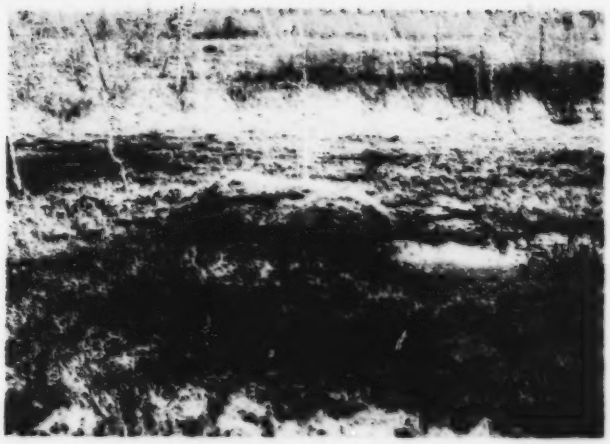


Figure 36.
Petite palse mature revégétalisée. (GSC 204314-P)

Les conditions propres au pergélisol sont accentuées lorsque les vents d'hiver déplacent ou réduisent la couverture neigeuse isolante au-dessus de la butte palsique exposée. La température annuelle moyenne de la tourbe est donc plus basse que dans les zones adjacentes. Dans la tourbière basse de cette région, les températures annuelles moyennes s'élèvent à +2 ° tandis que dans les palses adjacentes, elles varient entre -2 ° et -4 ° (fig. 13).

Les processus de croissance et de bombement des palses n'ont pas été complètement élucidés. Selon certains chercheurs, la pression hydrostatique pourrait être à l'origine de la croissance de la butte palsique mais l'eau et le transfert thermique qui accompagne par la suite la croissance de la glace interstitielle et de ségrégation sont probablement des facteurs plus importants. Étant donné que la tourbe présente une

Figure 37.
Plateau tourbeux boisé près de la tour. Boisé d'épinettes-mélèzes avec couvre-sol de lichen.
(GSC 204314-M)

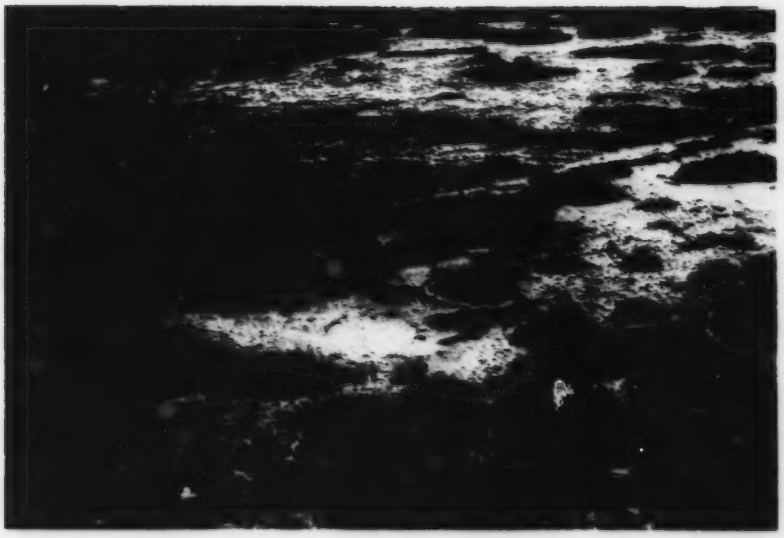


Figure 38.
Vue aérienne de plateaux tourbeux boisés en régression dans une tourbière basse au sud de la tour.
(GSC 203314-K)

forte capillarité, il se forme des lentilles de glace de ségrégation à mesure que des quantités importantes d'eau passent des tourbières basses adjacentes au front d'engel. De plus, des quantités considérables d'eau interstitielle gèlent dans la partie supérieure de la tourbe à chaque automne.

Comme la tourbe continue de s'accumuler à chaque année et que l'épaisseur du pergélisol augmente à chaque hiver, les monticules croissent et se regroupent pour former des plateaux tourbeux.

La région du lac Farnworth est une vaste zone humide à faible relief. La région est très mal drainée à cause de l'imperméabilité du substrat (argile marine silteuse gréseuse et till glaciaire) et du terrain qui est plat. La végétation typique est un

mélange de carex, de saules, de mélèzes laricins et d'épinettes noires et blanches. Dans les endroits plus secs, on observe une forêt ouverte d'épinettes, de petits arbustes et de lichen en sous-étage. Une couche de tourbe de 60 à 100 cm d'épaisseur recouvre la grande partie du terrain. Dans les tourbières hautes, la tourbe est en général ligneuse à la base et fibreuse et amorphe au sommet. La tourbe est gelée en permanence à partir d'une profondeur d'environ 50 cm. La tourbe est interstratifiée avec des cristaux de glace et de minces lentilles de glace discontinues. Le sol minéral qui s'étend sous les monticules de tourbe a également une haute teneur en glace. Le pergélisol est généralement absent dans les tourbières basses environnantes.

L'âge maximal des palses autour de Churchill est de 2500 ans, si l'on se base sur les courbes d'émergence. Celles que l'on trouve autour du lac Farnworth ne devraient pas dépasser 1500 ans étant donné qu'elles ne dépassent pas 15 m au-dessus du niveau de la mer. D'autres études menées dans le nord de l'Ontario ont indiqué que la plupart des palses n'ont pas 200 ans. Dans la région du lac Farnworth, les arbres enracinés dans les palses matures ont au moins 250 ans; c'est pourquoi certaines palses à cet endroit remontent à une période encore plus ancienne. Des observations séquentielles révèlent que les petits monticules palsiques et les formes fusionnées près de Churchill ont connu un cycle de croissance et d'affaissement d'une durée de 10 ans. Étant donné que des palses de divers stades de croissance et de régression sont présentes à cet endroit, l'affaissement n'est pas un bon indicateur de changement climatique. L'affaissement des formes individuelles est causé par des différences d'échange de chaleur, de l'humidité, de la végétation, des précipitations nivales ou des fissurations.

De petits monticules s'élevant près de l'arrêt n° 17 à l'est du lac Farnworth sont des buttes palsiques typiques à leur stade initial de développement. Les monticules de faible hauteur font saillie au-dessus du niveau de l'eau dans les petites tourbières basses peu profondes de la zone marécageuse à épinettes. Le sommet des palses émergées est sec et foncé et la surface de la tourbe n'est l'hôte d'aucune végétation vivante. Sur les palses en régression, la surface de la tourbe est fissurée, par suite probablement du bombement (fissuration de dilatation), mais plus vraisemblablement par suite d'une dessication. La figure 35 montre une palse dans sa phase d'émergence en 1978. Elle mesurait environ 2 m de diamètre et s'élevait à environ 75 cm au-dessus de l'eau dans la tourbière basse. La butte comportait un noyau gelé; elle était composée de 15 cm de tourbe dégelée (le 20 juin) reposant sur 15 cm de tourbe à haute teneur en glace et d'un noyau de silt gelé. La grande partie de la glace était formée de cristaux et d'inclusions diverses occupant les interstices, mais de minces lentilles de glace discontinues ont été observées dans d'autres monticules semblables. Le pergélisol disparaît en biseau au-delà de l'extrémité de la palse. En 1988, la palse avait commencé sa phase de régression; le sommet était fissuré et en partie affaissé et le volume du monticule n'atteignait qu'environ 30 % de ce qu'il était 10 ans auparavant.

Plus loin le long de la route, on peut distinguer deux autres petites palses ayant atteint le stade de maturité (fig. 36). Comme au site précédent, elles sont situées dans des tourbières à carex. Ces palses matures ont été colonisées par une végétation de terrain sec : arbustes, lichens et mousse de sphaigne. Les monticules mesurent environ 60 cm de hauteur et 1,5 m de section.

Se diriger vers la tour de transmission à l'extrémité de la route de Farnworth. La tour est entourée de plateaux tourbeux (fig. 37). Ces formes sont des buttes de tourbe à sommet plat ou mamelonné qui s'élèvent à environ 3 m au-dessus de la tourbière basse environnante. Plusieurs couvrent plusieurs kilomètres carrés. La surface de la tourbe est relativement sèche et supporte une forêt ouverte d'épinettes et de mélèzes laricins avec un sous-étage de lichen (Cladonia) et d'arbustes (thé du Labrador). Les arbres mesurent jusqu'à 4 m de hauteur; ils sont pour la plupart tordus et rachitiques (krumholtz). Les plateaux palsiques se sont formés dans une zone marécageuse. Cependant, les petites dépressions entre les plateaux s'assèchent et la végétation basse est remplacée par une végétation haute plus sèche. Deux causes sont à l'origine de ce changement : 1) la migration de l'eau vers le front de gel dans les plateaux tourbeux gelés a pour effet d'épuiser graduellement

Figure 39.
Forêt ivre; l'inclinaison des arbres est causée par la formation ou la fonte de la glace dans le sol.
(GSC 204314-J)

Figure 40.
Petites buttes de tourbe ou de terre près du lac Farnworth.
(GSC 204314-K)

l'approvisionnement local en eau et 2) le processus de bombement fait progressivement remonter les bordures des étangs peu profonds qui finissent par s'assécher.

Ces plateaux tourbeux sont gelés en permanence et le pergélisol pénètre dans le sous-sol minéral. Dans les plateaux qui ont été carottés entre juin et août 1979, la partie supérieure (30 cm) de la tourbe n'était pas gelée. La tourbe de mousse gelée se transformant en tourbe amorphe mesurait de 30 à 60 cm supplémentaires et contenait des quantités élevées de glace interstitielle, des strates discontinues de glace de ségrégation et des morceaux de glace massive mesurant jusqu'à 10 cm d'épaisseur. Le substrat sous-jacent était composé de silt et d'argile ou de gravier contenant de la glace.

Les palses et les plateaux tourbeux sont liés par leur origine et leur formation de sorte que certaines personnes considèrent les plateaux tourbeux comme des palses matures soudées. Cette idée a pris forme dans la région du lac Farnworth étant donné que de nombreuses formes intermédiaires sont visibles sur les photographies aériennes.

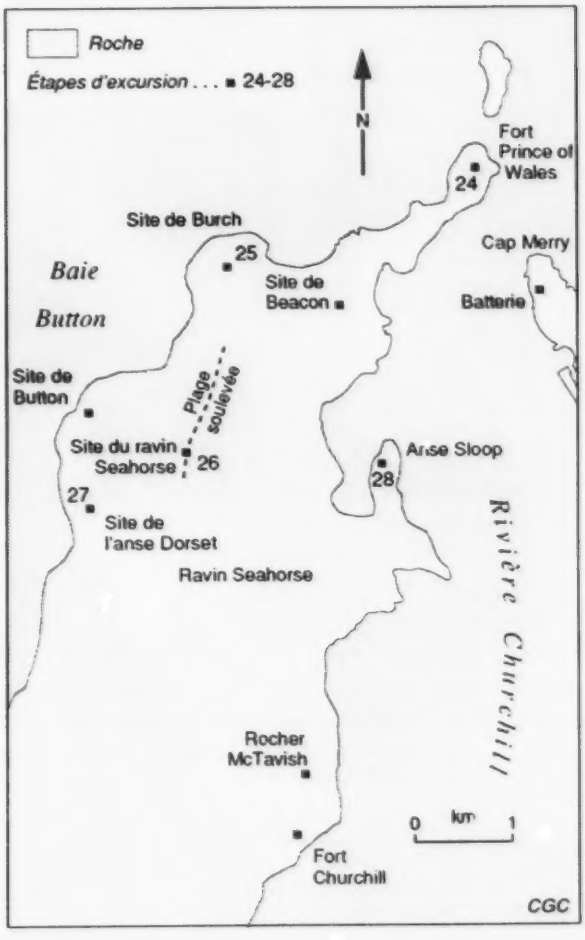


Figure 41.
Sites archéologiques, rive ouest de l'estuaire de la rivière Churchill.

On peut apercevoir à partir de la route à 7 km au sud du lac Farnworth des plateaux tourbeux en régression (fig. 38). Ce sont des coussins circulaires très bas d'environ 200 m de diamètre formés dans une tourbière réticulée. La bordure extérieure est soulevée et supporte une végétation d'arbres tandis que les parties intérieures sont humides, déprimées et colonisées exclusivement par de la mousse bien que des carottages aient révélé que les centres ont déjà été l'hôte d'une végétation d'arbres. La teneur en glace est très élevée. La forme de ces plateaux et la stratigraphie de la tourbe indiquent qu'ils sont en régression. Même si la plupart des plateaux tourbeux sont répartis au hasard, ceux situés près de la l'arrêt n° 20 s'alignent le long des voies de drainage. Des monticules soudés ayant la même disposition linéaire près de l'embouchure du fleuve Nelson sont liés à des conditions de drainage améliorées le long des crêtes de plage. On n'a pas déterminé la cause de cette association riveraine de palses au sud du lac Farnworth.

Le soulèvement dû au gel des plateaux tourbeux et la régression variable des massifs de glace ont également pour effet dans cette région d'incliner à divers angles les épinettes, d'où l'appellation de "forêt ivre" (fig. 39). Le bois de compression se forme lorsque les arbres sont inclinés par un soulèvement intense. French et Gilbert (1982) ont analysé les anneaux des arbres de cette zone. En se basant sur la couleur foncée et l'asymétrie, ils ont déterminé 12 périodes de croissance de compression depuis la date de la marée (1727) et une période de forte inclinaison en 1927.

Un champ de petites buttes gazonnées à noyau de terre? gelé s'étend au lac Farnworth (fig. 40). La plupart des buttes mesurent entre 20 et 40 cm de hauteur et sont réparties au hasard dans le champ. La question qui se pose est de savoir si ces buttes ont un lien avec les palses ou si ce sont des formes d'extrusion de sol. La couverture de tourbe est ici beaucoup moins profonde qu'aux arrêts précédents, ce qui est peut-être la raison pour laquelle les buttes ne se sont pas transformées en vraies palses.

Des câbles pour mesurer la température du sol ont été installés en face de la baie Beech à partir d'un point situé à environ 5 m au-dessus de la marée haute moyenne à un autre point situé à environ 2 m au-dessous de la marée haute. Ces câbles servent à étudier la formation du pergélisol dans les zones qui ont émergé récemment de la mer après le soulèvement glacio-isostatique. Les températures indiquent que les conditions du pergélisol se sont mises en place au-dessus de la marée très haute où la végétation est éparse, mais aucune nouvelle zone de pergélisol ne s'est formée là où une bande de saules arbustiers affecte le manteau nival qui à son tour isole le sol en hiver. Le pergélisol se forme dans la zone tidale et jusqu'à environ 2 m au-dessous de la marée haute. Au-dessous de ce niveau, le pergélisol est absent. Les données sur le pergélisol littoral qui sont ainsi recueillies seront utilisées pour prévoir les conditions à d'autres sites littoraux dans l'Arctique.

Figure 42. Fort Prince-de-Galles. (GSC 205050-A)

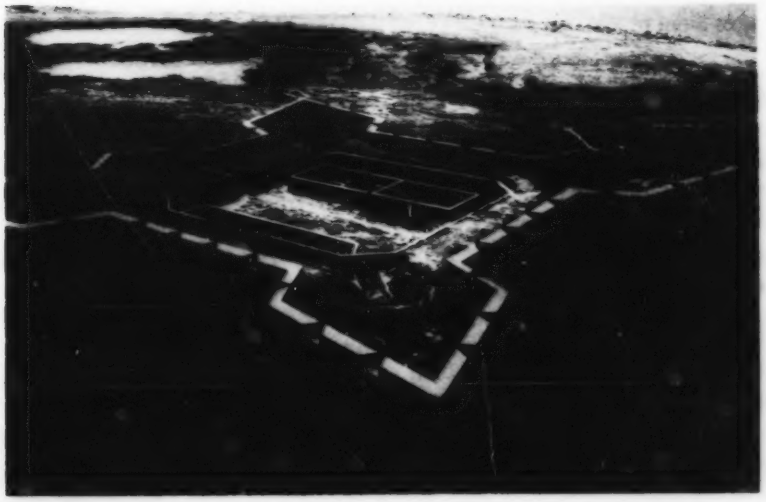


Figure 43.
Anneaux d'amarrage à l'anse Sloop, qui sont maintenant situés sur la terre ferme et bien au-dessus de l'anse indiquant que la croûte a émergé au cours des 200 dernières années.
(GSC 205050-E)

De nombreux sites liés à la préhistoire et à l'histoire culturelle de la région de Churchill sont situés sur la rive ouest de l'estuaire (fig. 41). Plusieurs habitants de Churchill exploitent des bateaux qui font la traversée de la rivière. Au cours de cette traversée, on peut observer des baleines qui élisent domicile dans l'estuaire à chaque été.

Les premiers occupants de la région de Churchill, de culture pré-Dorset, faisaient partie de la tradition arctique des petits outils (Taylor, 1968; Meyer, 1979). Ces habitants, qui seraient originaires de la Sibérie étaient des nomades, ont atteint l'ouest de la baie d'Hudson il y a environ 4000 ans et y ont vécu jusqu'à environ 2700 ans. Ils chassaient le phoque annelé dans la baie et le caribou dans les terres. Ils se vêtaient de peaux. Leur culture est caractérisée par de petits outils délicatement taillés tels que burins, lames, grattoirs et pointes d'armes. Leurs aires de vie sont marquées par des anneaux de tente en pierre, de petites dépressions rectangulaires qui constituaient la partie inférieure de leurs huttes d'hiver et les restes de pierres de maisons à passage intermédiaire.

La culture Dorset a pris naissance dans l'est de l'Arctique canadien. Elle découle de la culture pré-Dorset, probablement influencée par l'apport de groupes indiens de l'intérieur. Le peuple Dorset a occupé la région jusqu'à 1000 ans environ. Tout comme le peuple pré-Dorset, il vivait une vie nomade mais leurs artefacts reflètent une affinité plus grande pour la mer. Ils possédaient notamment des harpons, des traîneaux, des bateaux de peaux, des lampes en pierre à savon, des couteaux à neige, des lames d'ardoise et des outils d'ivoire, d'os ou de bois à pointe de quartzite. De plus, de petites sculptures ont été trouvées aux sites de culture Dorset. Ils se logaient dans des maisons en partie excavées dans le sol et recouvertes probablement de peaux, des tentes d'été et des maisons de neige.

Il y a environ 1000 ans, la culture Dorset a été remplacée par la culture Thulé dont les représentants provenaient de l'Arctique occidental. Ceux-ci s'étaient également adaptés à un mode de vie dans la toundra qui différait néanmoins du mode de vie de la culture Dorset de deux façons : ils avaient domestiqué le chien et possédaient un équipement de pêche à la baleine plus complexe. La pêche à la baleine s'était intensifiée par suite d'un afflux de baleines dans cette partie de la baie d'Hudson durant une période climatique relativement chaude appelée Période chaude médiévale. Les artefacts de la culture Thulé comprennent des kayaks, des traîneaux, des harpons et des arcs, des ulus, des lampes en pierre à savon, des hachettes et des couteaux. Leurs habitations permanentes en partie souterraines étaient fabriquées en pierre et en tourbe sur des charpentes d'os de baleine. Ils dormaient sur des plate-formes. Ils utilisaient également des tentes de peaux en été et des habitations de neige en hiver. La culture actuelle Caribou Esquimau descend de cette culture Thulé.

Les premiers Européens qui ont mis le pied dans la région de Churchill étaient à la recherche du passage du nord-ouest vers l'Orient. Jens Munck (Danois) réalisa une expédition infructueuse et dut se résoudre à passer l'hiver de 1619-1620 dans l'estuaire de la rivière Churchill. Par la suite les Anglais et les Français, désireux de tirer parti du potentiel économique de l'industrie de la fourrure, se sont disputés le contrôle territorial de la baie d'Hudson. La Compagnie de la Baie d'Hudson établit un poste de traite de fourrure et une usine de baleines à cet endroit en 1689,

lesquels ont été ultérieurement dévastés par un incendie; en 1717, elle rétablit le poste de traite dont elle confia la direction à James Knight. Le fort Prince-de-Galles fut construit plus tard pour protéger ses intérêts contre les Français, mais, en 1782, le fort fut pris d'assaut par La Pérousse. En 1783, la Compagnie de la Baie d'Hudson déménagea ses installations à 8 km en amont de l'ancien site du fort en bois, et ce poste fut exploité jusqu'au début du 20^{e} siècle.

La construction du port de Churchill fut terminée en 1931. À partir de cette date, le blé des Prairies, transporté par le chemin de fer de la baie d'Hudson, pouvait être chargé à bord des navires à destination de l'Europe. Le magasin de la Compagnie de la Baie d'Hudson, la mission anglicane et les résidents de l'ancienne ville sur la rive ouest de la rivière déménagèrent sur l'autre rive (MacIver et MacIver, 1982). L'église anglicane St. Paul, érigée en 1892 et considérée comme la plus ancienne construction préfabriquée de l'Amérique du Nord, a été érigée de nouveau sur le nouveau site de la ville. La maison de la mission catholique romaine, qui était située à l'origine (en 1929) dans la zone du bassin inférieur où avaient lieu les activités portuaires, est maintenant située dans la ville. L'église et la maison des Oblats dont la construction a commencé en 1931, sont les plus anciens immeubles du site.

Le fort Prince-de-Galles (fig. 42) a été en partie restauré par Environnement Canada - Parcs. Le fort protège la rive ouest de la rivière Churchill. Il fut construit en pierres locales entre 1731 et 1771 pour protéger les intérêts de la Compagnie de la Baie d'Hudson à l'ouest de la baie d'Hudson. Avec son ravin, ses canons et ses murs de 4 m d'épaisseur, ce fort se devait d'être imprenable. Cependant, en 1782, il tomba dans les mains des Français qui en prirent possession sans tirer un seul coup de feu. Les visiteurs peuvent faire une visite guidée des restes de cette imposante forteresse de pierres. Au centre d'information d'Environnement Canada - Parcs dans l'immeuble Bayport Plaza, on peut en savoir plus long sur le fort en parcourant les présentations et en visionnant le film réalisé à son sujet.

Ne déplacer aucun objet dans les sites archéologiques.

Les anciens camps inuits sont situés sur des plages soulevées longeant la côte est de la baie Button et dans le centre de la presqu'île au sud-ouest du fort (Meyer, 1979; Meyer et Linnamae, 1980). Le site Burch et les sites Button ont été occupés entre la fin du 18^{e} siècle et le milieu du 19^{e} siècle. Le site Beacon a été occupé jusqu'à la fin du début du 20^{e} siècle. Les camps sont composés de grands anneaux bilobés en pierre (anneaux de tente), supports à kayak, amas de roche (caches), trappes à renard en pierres et tombes (au-dessus du sol). Les petits artefacts sont des articles inuits comme des harpons, des arcs, des lunettes à neige et des batteurs à bancs de baleine ainsi que des clous carrés, des pipes d'argile, des bouteilles en verre et des pièces de cuivre et de laiton fabriqués en Europe.

Les seuls indices d'occupation antérieure par les représentants de la culture Thulé à ce site sont des paillettes de chert et des noyaux de quartzite, mais d'autres artefacts de la culture Thulé sont exposés au musée de Churchill.

On a trouvé le long de la crête graveleuse, sur la hauteur au nord du ravin Seahorse, des restes de culture pré-Dorset. Les graviers se situent actuellement à 35 m au-dessus du niveau de la mer mais ils étaient situés près de la zone de la marée haute lorsqu'ils étaient occupés. La datation d'un coquillage marin prélevé dans la crête donne 3560 ± 105 ans (S-738), indiquant que la crête était encore recouverte par la mer. La courbe du niveau de la mer dans la région (fig. 10) révèle que la crête a émergé de la mer il y a 3000 ans environ. Les artefacts ont été datés à 2900 ± 100 ans (S-521). Les zones d'habitation sont marquées par des restes de maisons rectangulaires à passage intermédiaire. On a également trouvé à ce site des lames de couteau, des microlames, des récipients de stéatite circulaires, des gouges, des pics, des grattoirs et des hachettes. Nash (1972) a attribué la présence de gros outils au fait qu'il y avait davantage de bois disponible à cette époque.

On trouve des restes de culture Dorset sur le côté nord du ravin Seahorse à environ 20 m au-dessus du niveau de la marée haute actuelle. Le charbon prélevé à ce site a été daté à 2080 ± 95 ans par la méthode au radiocarbone (I-3973). Selon Nash (1972), ce site reposait sur les rives d'une île basse qui servait de base à la chasse aux phoques. Les principaux éléments du site sont cinq pavages de pierres qui marquent les restes de maisons d'été. On a trouvé à l'intérieur des foyers rectangulaires, des récipients en pierre à savon, des burins, des microlames, des couteaux, des écailles ainsi que des têtes de harpon en os. La présence d'équipements de chasse au phoque et l'absence de gros outils distinguent ce site de celui de l'arrêt n° 26 de culture pré-Dorset.

Sur la route du retour vers Churchill, il est possible de s'arrêter à l'anse Sloop qui est aujourd'hui une baie boueuse située à 2 km en amont du fort Prince-de-Galles. La Compagnie de la Baie d'Hudson mouillait et réparait ses petits navires dans cette anse où ils étaient protégés contre les tempêtes et la glace. Des employés de la compagnie, dont l'illustre explorateur Samuel Hearne, ont sculpté leur nom sur les roches. Les anneaux d'amarrage installés par Hearn en 1758 se situent maintenant bien au-dessus du niveau de la mer (fig. 43). La position des anneaux d'amarrage ont soulevé un débat considérable sur le taux d'émergence de la croûte. En se basant sur la hauteur relativement élevée des anneaux d'amarrage, R. Bell (1878) a conclu que la croûte remontait à une vitesse dépassant 200 cm par siècle. J.B. Tyrrell (1896, 1904) s'est rendu sur les lieux et a comparé le littoral avec les descriptions faites par Jens Munck en 1619 et le levé effectué par Robson en 1752. Il en a conclu que la croûte remontait très lentement, sinon pas du tout. Ses données sont comparables au taux relativement faible (40 cm par siècle) déterminé à partir des marégrammes enregistrés à Churchill (Barnett, 1970). Cependant, les opinions continuent de différer. Le taux déterminé par un renivellement géodésique au cap Merry est d'environ 82 cm par siècle et l'on a mesuré un taux de 145 cm par siècle dans la baie Beech dans l'estuaire de la rivière Churchill (Hansell et al., 1983).

Il existe plusieurs autres sites historiques au sud du ravin Seahorse mais ils ne sont pas décrits dans le présent guide; il s'agit notamment des restes du poste de bois de la Compagnie de la Baie d'Hudson, des fondations de la première ville et du rocher McTavish où des habitants de la ville ont sculpté leur nom pendant plus d'un siècle.

Le Chemin de fer de la baie d'Hudson fut construit pour transporter le blé des Prairies vers un port de mer de la baie d'Hudson pour qu'il puisse être exporté vers l'Europe. Dans les plans d'origine, la gare terminus devait être située à Port Nelson. L'emplacement du port fut par la suite changé pour Churchill qui offrait un meilleur havre. La construction du chemin de fer fut entreprise à Le Pas en 1910 mais la section de Churchill ne fut pas terminée avant 1929. La construction du chemin de fer a été le premier projet de nature géotechnique entrepris dans le pergélisol étant donné que toute la voie de 800 km repose soit sur du pergélisol discontinu (de Le Pas à Gillam) ou sur du pergélisol continu (de Gillam à Churchill) et que les 200 derniers km traversent une zone de muskeg. La première opération a consisté à drainer les zones de muskeg (Charles, 1959). On a creusé à la main des centaines de milles de fossés et on a décapé des couches de sol gelé d'environ 15 cm de profondeur. Lorsqu'il fallait drainer sans tarder le terrain, on utilisait des haches pour casser la glace dans le sol. Les ponts de bois ont été construits en hiver lorsqu'il était possible de transporter sur le muskeg gelé les machines à enfoncer les pieux. On a eu recours à l'injection de vapeur dans les trous pour enfoncer les pieux dans le sol gelé. Les rails ont été posés lorsque la chaussée non consolidée était gelée, et les remblais ont été améliorés et ballastés l'été suivant.

On a tenté de conserver les caractéristiques thermiques primitives du substrat étant donné que les changements thermiques même faibles peuvent causer un tassement ou un soulèvement important. Autant que possible, on a installé des ponceaux et d'autres conducteurs de chaleur dans les zones non pergélisolées. Les fossés de drainage ont été périodiquement excavés pour empêcher l'accumulation d'eau stagnante. Dans les zones de pergélisol continu, la voie ferrée a été presque entièrement construite par remblayage plutôt que par creusement de tranchées. Les remblais ont été construits avec du sable et du gravier extraits des crêtes de plage soulevées du voisinage et, dans quelques cas, à partir de matières organiques.

Le Chemin de fer de la baie d'Hudson est exploité depuis plus de 50 ans mais il nécessite un entretien constant et coûteux. Les effets du soulèvement et du tassement différentiels en terrain pergélisolé riche en glace sont apparents sur la voie secondaire à Gillam, abandonnée depuis plus de 10 ans. Certaines parties de la voie sont soulevées par suite d'une érosion thermique et d'un écoulement autour des ponceaux tandis que d'autres parties sont gondolées.

En se dirigeant vers Gillam à partir de Churchill, on aperçoit des pylônes de transport d'électricité le long de la voie (fig. 44). Les bases ont été conçues pour permettre aux pylônes de s'ajuster à un soulèvement ou à un tassement imprévisible sans briser la continuité de la ligne.

Entre Churchill et Gillam on traverse trois écotones de forêts humides : un marécage à épinettes et une tourbière basse, une zone de toundra ouverte découpée par des polygones de fentes en coin et une tourbière boisée ponctuée de dépressions remplies par l'eau de fonte de la glace dans le sol. La surface du sol s'élève doucement au-dessus du niveau de la mer à Churchill jusqu'à une hauteur d'environ 130 m à Gillam. La monotonie du relief de la région n'est pas interrompue par des formes de relief importantes, ce qui en fait la plus grande bande de muskeg du monde.

La région située entre Churchill et Gillam est particulièrement sensible aux changements de régime thermique étant donné que les températures du sol se situent en général légèrement au-dessus ou au-dessous de zéro (fig. 13). Des variations de quelques degrés de la température du sol créent des changements d'état provoquant l'accroissement ou la régression de la glace dans le sol, la liquéfaction des sols argileux sous-jacents, le triage saisonnier des sols et le soulèvement de la roche en place par le gel.

Sur les 50 premiers km à l'extérieur de Churchill s'étendent des tourbières basses humides et des marécages à épinettes et mélèzes, caractéristiques du milieu maritime subarctique (fig. 45). La nappe phréatique demeure élevée tout au long de l'été et une grande partie de la zone est recouverte d'une eau à écoulement lent. Le substrat est un silt marin caillouteux et une argile tidale recouvrant un till glaciaire. Cette bande de terrain a émergé de la mer de Tyrrell il y a moins de 3500 ans de sorte que la tourbe n'a pas eu autant de temps pour s'y accumuler que dans les zones méridionales qui se trouvent à une altitude plus élevée et qui ont émergé bien avant. La tourbe mesure en général moins de 1 m d'épaisseur, et dans les zones relativement sèches, percent des ostioles à travers la tourbe de carex et d'herbe. Le dégel saisonnier traverse la tourbe jusqu'au substrat minéral. Les palses et les plateaux tourbeux près du lac Farnworth font partie de ce complexe.

Une zone de toundra ouverte découpée par des polygones de fentes en coin s'étend sur 70 km entre Lamprey et Back et couvre de vastes zones des basses terres de la baie d'Hudson (fig. 46). Cette écotone s'étend dans une zone de pergélisol continu. La végétation est composée d'un lichen couvre-sol et de petits arbustes. La tourbe qui mesure entre 2 et 3 m d'épaisseur est taillée par des fentes en coin formant des

Figure 44. Pylône pour le transport de l'électricité. (GSC 205050-G)

Figure 45.
Marécage à épinettes et mélèzes laricins près de Churchill.
(GSC 205050-D)

Figure 46.
Vue aérienne de polygones de fentes en coin et d'étangs thermokarstiques.
(GSC 1-16-78)

Figure 47.
Vue au sol de dépressions de fentes en coin : carottage de la fente.
(GSC 203121-C)

réseaux polygonaux. Les polygones mesurent environ 15 m de côté; les dépressions mesurent 60 m à partir de la surface de la tourbière plate (fig. 47). Les dépressions thermokarstiques quasi-circulaires, créées par la fusion de la glace dans le sol et mesurant en général moins de 1 m de profondeur, occupent de 30 à 50 % de la superficie. Elles varient en dimension allant de petits étangs (fentes en coin) à de grands lacs peu profonds.

Les parties supérieures de la tourbe sont fibreuses et mousseuses, dérivant d'une végétation de toundra de type lichen-mousse-éricacées. La présence d'une couche ligneuse basale, révélée par les carottes, indique que les parties inférieures ont pu se former à partir d'une communauté de végétation arborescente. La teneur en humidité de la tourbe varie dans l'espace et selon les saisons. En été, la surface est sèche et le mollisol est en général en partie asséché. La tourbe est gelée jusqu'à une profondeur d'environ 70 cm. Elle contient une quantité de glace équivalent à environ 22 % de son volume. Cette glace se présente sous forme stratifiée répartie au hasard. De plus, une couche de glace de plusieurs centimètres d'épaisseur s'étend généralement à la limite entre la tourbe et le sol minéral. Au-dessous des sillons des fentes en coin subsistent de la glace massive. L'épaisseur du mollisol varie de 50 cm dans la tourbe sèche à environ 1 m dans la tourbe humide. Par conséquent, le dégel n'atteint pas le substrat minéral sauf sous les lacs de grande superficie.

Si l'on se base sur la température de l'air, la limite entre le pergélisol continu et le pergélisol discontinu devrait traverser Churchill. Cependant, les propriétés thermiques des tourbières qui s'étendent sur cette région favorisent le maintien du pergélisol sur une distance supplémentaire de 250 km vers le sud.

Les tourbières constituent l'un des plus importants habitats de l'ours polaire dans le monde.

C'est près de Back en direction de la région du fleuve Nelson et de Gillam que commence à s'étendre la tourbière boisée ponctuée de dépressions thermokarstiques (fig. 48, 49) et d'étroites tourbières basses. Vers le sud, les épinettes rabougries et éparses augmentent progressivement en diamètre et en nombre. Une forêt boréale mature entoure Gillam. La tourbière boisée s'étend non seulement sur les sédiments marins soulevés longeant la voie ferrée mais également sur toutes les argiles lacustres de la région de Gillam. La tourbe mesure en général de 2 à 4 m. Elle est de couleur jaune à brun et est composée d'un mélange stratifié de tourbe de sphaigne d'amorphe à fibreuse et de tourbe ligneuse dans lesquelles s'intercalent quelques couches de charbon. Les dépôts proviennent de l'accumulation et de la conservation partielle d'une forêt d'épinettes avec un sous-étage de lichens-mousse-arbustes. La base de la tourbe à Charlebois (près du poteau milliaire 362) a été datée par la méthode au radiocarbone à 6280 ± 80 ans (CGC-2760). Au nord d'Amery, le pergélisol est présent à une profondeur de 15 à 30 cm. À de nombreux endroits, de 30 à 50 % du volume de la tourbe est composé de cristaux de glace répartis au hasard et de minces couches de glace. De petits monticules de glace massive se sont formés sous la surface des tourbières hautes les plus mamelonnées. Dans les régions

boisées, on ne trouve pas de glace massive, mais des palses sont en train de se former dans des dépressions thermokarstiques et les tourbières basses adjacentes. À Gillam, le pergélisol est discontinu.

Le nom de la ville a été choisi en l'honneur de Zachariah Gillam qui a piloté le premier navire de la Compagnie de la Baie d'Hudson, le Nonsuch, dans la baie d'Hudson et qui a établi, en 1682, un poste de traite près de l'embouchure du fleuve Nelson. La ville de Gillam a été fondée en 1912 pendant la construction du chemin de fer de la Baie d'Hudson. Depuis cette date, elle a joué le rôle de ville ferroviaire et de centre administratif pour le nord du Manitoba. Au début des années 1970, la partie amont de la rivière Churchill a été déviée vers le réseau du fleuve Nelson et

Figure 48.
Vue aérienne de tourbières boisées intercalées de tourbières basses.
(GSC 204034-Q)

Figure 49.
Forêt humide près de Gillam : épinettes et couvre-sol herbacé ou de sphaigne.
(GSC 204035-P)

l'on a construit des barrages pour exploiter le potentiel hydroélectrique de la région. La centrale de Kettle est entrée en service en 1974 et celle de Long Spruce en 1977. Les travaux entrepris au barrage Limestone se poursuivent et l'on prévoit la construction de deux autres barrages en aval, à Conawapa et à l'île Gillam.

La plupart des dépôts géologiques situés près de la ville se sont formés soit sous les glaciers durant leur recul ou au fond des lacs et des mers postglaciaires qui recouvraient autrefois la région. La ville est située sur un esker constitué d'une crête flanquée de cônes sableux. Le coeur de l'esker s'est formé au-dessous du glacier Hudson mais le reste des sédiments ont été déposés par la suite par un conduit d'eau de fonte traversant l'intérieur du glacier et aboutissant au lac glaciaire Agassiz (fig. 4).

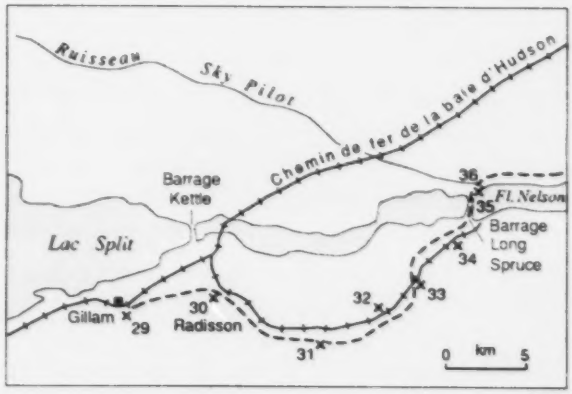


Figure 50.
Itinéraire d'excursion et arrêts dans la région de Gillam.

Figure 51.
Rail suspendu le long de la voie ferrée abandonnée, illustrant les problèmes géotechniques liés à la présence de pergélisol.
(GSC 205050-C)

Plusieurs coupes de 4 à 5 m de hauteur ont été faites dans les petites collines situées directement au sud de la gare de Gillam (fig. 50). Le sol est très sableux, assez bien trié et soustratifié. De nombreux clastes sont marqués de rayures glaciaires. Ces matériaux se sont déposés dans un lac glaciaire et font partie du complexe lié à l'esker de Gillam. Les petits fragments de coquillages érodés contenus dans les sédiments sont des sédiments marins recyclés et datant de plus de 75 000 ans.

Empruntez la route allant de Gillam à Radisson. Le poste de distribution de Radisson transforme le courant CA produit à la centrale de Kettle en courant CC pour son transport vers Winnipeg.

La route entre Gillam et le poste de distribution de Radisson suit l'esker de Gillam. Près du lac Landing, les sédiments sont composés de sable avec un peu de gravier tandis qu'à Radisson, du gravier grossier forme le coeur de la crête de 20 m de hauteur. La partie supérieure et les flancs de la crête sont composés de sable fin texturé. Le grand axe de la crête est orienté est-ouest et les directions actuelles mesurées sur le sable à stratification oblique varient entre l'est et le sud-est. Le coeur des sédiments de Radisson ont été déposés par les eaux de fonte s'écoulant dans un tunnel traversant le glacier Hudson. La partie supérieure de la crête et des flancs sont constitués de sédiments subaquatiques déposés là où le tunnel d'eau de fonte débouchait dans le lac glaciaire Agassiz.

À 14 km à l'est de Gillam, la route en direction de Long Spruce recoupe une plage qui marque la plus haute altitude atteinte par la mer postglaciaire, soit 131 m au-dessus du niveau de la mer actuel. Les sédiments de plage mesurent plus de 100 m de largeur et au moins 3 m de profondeur et ils sont composés de sable bien trié. À l'extrémité occidentale, la plage repose sur des sédiments bruns silteux sableux provenant du lac glaciaire Agassiz. La plage fait partie d'un élément qui s'étend sur plus de 800 km à travers le nord-est du Manitoba et du nord de l'Ontario. Les mollusques marins prélevés dans la plage, ont été datés par spectrométrie de masse à 6980 ± 60 ans (TO-220).

Figure 52. Gondolement de la voie ferrée causée par la fonte de la glace dans le sol. (GSC 205197)

La voie ferrée parallèle à la route est une voie secondaire qui a été abandonnée avant 1980. Cette voie illustre bien les problèmes techniques auxquels on est confronté dans un terrain pergélisolé (fig. 51). L'arrêt n° 32 montre une section de voie suspendue au-dessus du sol. L'absence de tourbe isolante a fait fondre la glace dans le sol comme en témoignent les petites mares stagnantes qui longent le talus de la voie. La conductance de l'eau stagnante a accru la profondeur du dégel. Un petit ruisseau s'est formé et a fini par éroder le talus. L'érosion thermique créée par l'écoulement autour des ponceaux envahis de glace a créé des problèmes semblables le long d'autres parties de la voie.

Au passage à niveau (arrêt n° 33; fig. 52), le gondolement de la voie illustre les phénomènes de soulèvement dû au gel et au tassement différentiel dans un pergélisol à haute teneur en glace.

Le champ de palses (fig. 53) près de la voie d'accès sud au barrage Long Spruce est un exemple de formes naturelles créées par la ségrégation de la glace et le soulèvement dû au gel. L'origine et la formation de ces formes ont été abordées au site du lac Farnworth (arrêts n^{os} 17-20) à Churchill. Ces palses se sont formées dans des zones humides -- un mélange de tourbières basses et de plateaux tourbeux. Le site s'étend en bordure ou au sein de la zone de pergélisol discontinu. Dans la région de Gillam, on observe la présence de pergélisol sous la tourbe mais il est en général absent dans le sol minéral exposé à la surface.

Les monticules mesurent de 1 à 2 m de hauteur et sont en grande partie composés de tourbe de sphaigne ayant une forte teneur en glace à une profondeur dépassant environ 70 cm, soit la profondeur du dégel estival. Le substrat minéral au-dessous de la tourbe est en outre bombé et gelé, mais la profondeur du pergélisol n'a pas été déterminée.

Figure 53.
Palse mature boisée près du barrage.
(GSC 205197-B)

La construction du barrage Long Spruce s'est terminée en 1979; il fait partie d'une série de barrages construits le long du fleuve Nelson pour produire de l'électricité. Ce magnifique cours d'eau a réoccupé une grande vallée préglaciaire qui pourrait dater du Précambrien. Le barrage s'étend le long du contact entre les roches du socle précambrien (visible dans la rivière au pied du barrage) et la dolomie ordovicienne qui affleure en aval.

Se garer près de la route d'accès de gravier sur le côté nord du barrage Long Spruce. Cette route mène à une petite coupe qui illustre nettement les dépôts du lac glaciaire Agassiz et les sédiments marins sus-jacents (fig. 54).

L'unité basale est un dépôt sableux mal trié contenant des inclusions de sable et des cailloux suspendus dans la matrice silteuse. Des plis d'écoulement et des formes fluides allongées indiquent une sédimentation rapide dans des conditions de turbidité. Des linéations horizontales diffuses près du sommet de l'unité laissent supposer un changement d'écoulement laminaire et un mélange d'eau et de sédiments moins dense. Cette unité s'est déposée lorsque les eaux de fonte chargées de sédiments se sont écoulées à l'extérieur de la nappe glaciaire. La deuxième unité en importance est une séquence de varves lacustres composée de couches alternantes d'argile brune et de silt gris qui ont été déposées plus loin dans le lac glaciaire. La couche d'argile brune contient des fragments anguleux arrachés de l'unité grise; elle aurait donc été déposée dans des conditions de forte énergie. Quatre-vingts couplets ont été relevés à ce site. Les deux parties du couplet s'amincissent vers le haut,

Figure 54.
Coupe de Long Spruce : silt marin (**C**), argiles laminées de lac glaciaire (**B**) et sédiments d'écoulement de turbidité déposés par les eaux de fonte provenant de la base du glacier (**A**)
(GSC 204314-X)

mesurant au maximum environ 1 cm à la base, ce qui reflète une distance croissante des sédiments d'origine. Les 50 cm supérieurs sont constitués d'une argile rouge-brune "massive" ou microlaminée.

L'argile rouge-brune est recouverte d'une argile marine grise-brune déposée dans la mer de Tyrrell après la fonte des glaciers dans la baie d'Hudson. La faible interruption entre la partie supérieure des sédiments lacustres et la base de l'unité marine indique que les deux étendues d'eau pouvaient se trouver à peu près au même niveau à l'époque du changement. L'argile marine se transforme vers le haut en silt sableux chamois faiblement stratifié contenant des mollusques marins. La partie sommitale de la coupe est un silt brun, ondulé-laminé, déposé peut-être en zone tidale. Aucune datation au radiocarbone n'a été faite à ce site. Cependant, les datations des couches marines dans les falaises voisines donnent 7760 ± 80 ans (CGC-3916) et 8000 ± 200 ans (BGS-812).

Poursuivre sa route le long de la voie asphaltée vers Sundance. La couche de base de la route entre Long Spruce et Sundance a été construite au milieu des années 1970 et elle a été asphaltée en 1981. Durant la construction, on a décapé la tourbe exposant le silt marin et lacustre glacié sous-jacent. Des fossés latéraux ont été excavés pour permettre l'écoulement de la glace dans le sol hors du talus de la route. Cependant, comme il n'est pas possible d'excaver et de niveler constamment les fossés, l'eau s'accumule dans les dépressions là où des poches de glace dans le sol ont fondu; les mares jouent le rôle de puits de chaleur et peuvent en réalité accroître la profondeur de dégel et accélérer la fonte de la glace dans le sol. Ils jouent également le rôle de réservoir d'humidité qui est attiré vers le substrat gelé situé sous la route à chaque automne. Cette route illustre les nombreuses difficultés de construction créées par des conditions de pergélisol sensible.

REMERCIEMENTS

Ce guide a été rédigé avec l'aide de nombreuses personnes et de nombreux organismes. Il s'agissait au départ d'un projet de cartographie régional de la Commission géologique du Canada. Mikkel Schau (CGC) a contribué à la rédaction de la section sur la géologie de la roche en place. Des données archéologiques supplémentaires ont été fournies par Parcs Canada. Larry Dyke (Commission géologique du Canada) a rédigé la section sur le soulèvement des roches à l'aéroport. Lorraine Brandson et Diane Erickson de Churchill ont relu les versions initiales du manuscrit et proposé de nombreux changements. Le manuscrit final a été relu par Serge Paradis.

BIBLIOGRAPHIE

Barnett, D.M.
1970: An ammendment and extension of tide gauge data analysis for Churchill, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 626-627

Bell, R.
1878: Report of the country between Lake Winnipeg and Hudson's Bay, 1878; Geological Survey of Canada, Report of progress for 1877-78, part 6.

Brown, R.J.
1978: Influence of climate and terrain on ground temperatures in the continuous permafrost zone of Manitoba and Keewatin, Canada; Proceedings, 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, p. 15-21.

Charles, D.
1959: Permafrost aspects of Hudson Bay railroad; Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers, December, p. 125-135.

Dredge, L.A. and Nixon, F.M.
1992: Glacial and environmental geology of northeastern Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 432.

Dredge, L.A., Morgan A.V. and Nielsen, E.
1990: Sangamon and PreSangamon interglaciations in the Hudson Bay Lowlands, Manitoba; Géographie Physique et Quaternaire, v. 44.

Dyke, L.D.
1984: Frost heaving of bedrock in permafrost regions; Association of Engineering Geologists, Bulletin, v. 21, p. 389-405.

French, H. and Gilbert, R.
1982: Periglacial phenomena near Churchill, Manitoba; Naturaliste Canadien, v. 109, p. 433-444.

Hansell, R.I., Scott, P.A., Svoboda, J. and Staniforth, R.
1983: Permafrost development in the intertidal zone at Churchill, Manitoba; Arctic, v. 36, p. 198-203.

Lachenbruch, A.H.
1962: Mechanics of thermal contraction cracks and ice wedge polygons; Geological Society of America, Special Paper 70, 69 p.

MacIver, A. et MacIver B.
1982: Churchill on Hudson Bay; Churchill Ladies Club, Churchill, Manitoba, 217 p.

Meyer, D.
1979: The Churchill archeological investigations, August, 1978; Parks Canada, Manuscript report 368, 136 p.

Meyer, D. and Linnamae, U.
1980: Churchill archeological research, August, 1978; Parks Canada Research Bulletin 148, 8 p.

Nash, R.J.
1972: Dorset culture in northeastern Manitoba, Canada; Arctic Anthropology, v. 9-1, p. 10-16.

Nelson, S. and Johnson, R.
1966: Geology of Hudson Bay Basin; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 14, p. 500-508.

Nichols, H.
1967: Central Canadian palynology and its relevance to Northwestern Europe in the late Quaternary period; Review of paleobotany and palynology; v. 2, p. 2311-243.

Norris, A.W. and Sanford, B.V.
1968: Paleozoic and Mesozoic geology of the Hudson Bay Lowlands; Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 169-205.

Schledewitz, D.C.P.
1986: Geology of the Cochrane and Seal River areas; Manitoba Department of Energy and Mines, Geology Report 80-9, 139 p.

Taylor, W.E.
1968: Prehistory of Hudson Bay Part 1; in Science, History and Hudson Bay, C.S. Beals, (ed.), v. 1, Queens Printer, Ottawa, p. 1-25.

Tyrrell, J.G.
1896: Is the land around Hudson Bay at present rising?; American Journal of Science, series 4, v. 2, p. 200-295.

Tyrrell, J.B.
1904: The stability of the land around Hudson Bay; Geological Magazine, ser. 4, no. 7, p. 266-267.